



# Processus géophysiques de surface des plaines de lave de la province volcanique de Cerberus, Mars

Julien Vaucher

## ► To cite this version:

Julien Vaucher. Processus géophysiques de surface des plaines de lave de la province volcanique de Cerberus, Mars. Géologie appliquée. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2007. Français. NNT : . tel-00181347

**HAL Id: tel-00181347**

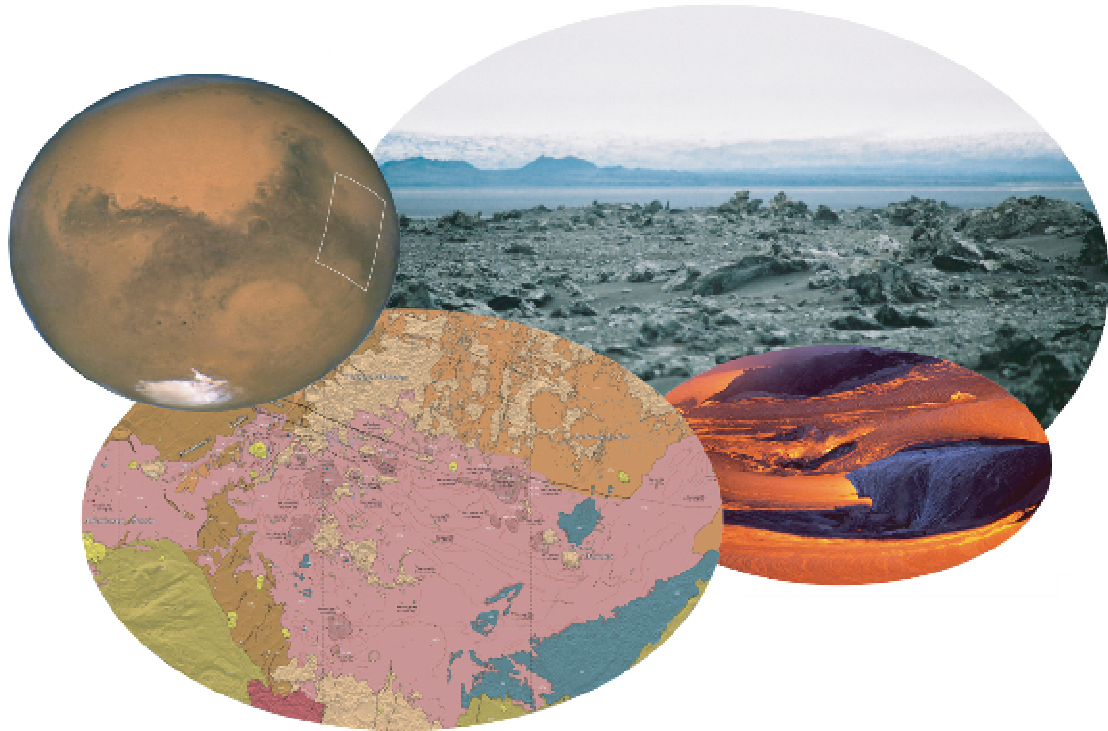
**<https://theses.hal.science/tel-00181347>**

Submitted on 23 Oct 2007

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# *Processus géophysiques de surface des plaines de lave de la province volcanique de Cerberus, Mars*



## **THESE**

Présentée et soutenue publiquement par  
**Julien VAUCHER**

Le 22 Octobre 2007

En vue de l'obtention du grade de Docteur de l'Université Toulouse  
Spécialité : Géophysique et Télédétection

### **Directeurs de thèse**

David BARATOUX & Patrick PINET

### **JURY**

Pascal ALLEMAND	Rapporteur
David BARATOUX	Directeur de thèse
Jean-Luc BOUCHEZ	Examineur
François COSTARD	Rapporteur
Kei KURITA	Examineur
Hirdy MIYAMOTO	Rapporteur
Patrick PINET	Directeur de thèse





# Table des matières

<b>1</b>	<b>Dédicace</b>	<b>7</b>
<b>2</b>	<b>Remerciements</b>	<b>9</b>
<b>3</b>	<b>Preface</b>	<b>11</b>
<b>4</b>	<b>Introduction</b>	<b>13</b>
<b>5</b>	<b>La physique du volcanisme</b>	<b>17</b>
5.1	Introduction . . . . .	18
5.2	Structure interne et différenciation planétaire . . . . .	18
5.2.1	Structure interne de la Terre . . . . .	18
5.2.2	Dynamique du manteau terrestre . . . . .	19
5.2.3	Composition interne de Mars . . . . .	21
5.2.4	Organisation thermique et dynamique Martienne . . . . .	23
5.3	Formation et ascension des fluides silicatés . . . . .	26
5.3.1	Origine des fluides . . . . .	26
5.3.2	Migration du magma : une affaire de densité . . . . .	29
5.3.3	Volcanisme explosif ou effusif : un problème d'éléments volatils . . .	35
5.4	Morphologies des effusions volcaniques . . . . .	42
5.4.1	Taille des édifices . . . . .	42
5.4.2	Composition et rhéologie des laves . . . . .	43
5.4.3	Modèles de mise en place de coulées de laves . . . . .	46
5.5	Conclusion . . . . .	54
5.5.1	Structure interne des planètes telluriques . . . . .	55
5.5.2	Origine et migration des magmas silicatés . . . . .	55
5.5.3	Morphologies volcaniques en surface . . . . .	56
5.5.4	Les autres planètes . . . . .	56
<b>6</b>	<b>Le Volcanisme Martien</b>	<b>57</b>
6.1	Introduction . . . . .	58
6.2	Mars : surfaces d'origine volcanique . . . . .	58
6.2.1	Présentation . . . . .	58
6.2.2	Morphologie globale . . . . .	59
6.2.3	Méthode chronologique . . . . .	61
6.2.4	Rugosité des structures volcaniques . . . . .	66
6.3	Histoire du volcanisme martien . . . . .	69
6.3.1	Les édifices actuels . . . . .	69

6.3.2	Le volcanisme au Noachien . . . . .	73
6.3.3	Le volcanisme à l'Hesperien . . . . .	73
6.3.4	Le volcanisme à la fin Hesperien et début Amazonien . . . . .	76
6.3.5	Le volcanisme au milieu et fin Amazonien . . . . .	79
6.4	Discussion et conclusion . . . . .	79
6.4.1	Evolution temporelle des morphologies volcaniques . . . . .	79
6.4.2	Durée de vie des centres d'activité volcanique . . . . .	84
6.4.3	Evolution des magmas pour un centre d'activité . . . . .	88
6.4.4	Activité volcanique actuelle . . . . .	89
6.4.5	Etude des plaines de Cerberus : Une contribution à l'histoire volca- nique de Mars . . . . .	89
<b>7</b>	<b>Cartographie des plaines de Cerberus</b>	<b>93</b>
7.1	Introduction . . . . .	98
7.2	Methodology . . . . .	98
7.2.1	Geological mapping . . . . .	99
7.2.2	Relative and absolute dating by crater counts . . . . .	100
7.2.3	Volume estimation of recent lava formations . . . . .	103
7.3	Observation . . . . .	108
7.3.1	Geological Map . . . . .	108
7.3.2	Geology of Cerberus and typography . . . . .	108
7.3.3	Volcanism . . . . .	110
7.3.4	Volcanism and Water . . . . .	117
7.3.5	Volcanism and Tectonics . . . . .	119
7.3.6	Volumes of volcanic material. . . . .	122
7.4	Discussion . . . . .	126
7.4.1	Volcanism . . . . .	126
7.4.2	Fractures . . . . .	128
7.4.3	Chronology of fluvial events and distribution of water in the crust .	128
7.4.4	Volumes and flow rates . . . . .	132
7.5	Conclusion . . . . .	133
<b>8</b>	<b>Transport éolien de cendres volcaniques sur Cerberus</b>	<b>137</b>
8.1	Introduction . . . . .	141
8.2	Morphologic observations . . . . .	142
8.2.1	Evidence for a different eolian dynamics of bright and dark material	142
8.2.2	The distribution of dark material exposures . . . . .	150
8.3	Thermal and spectral properties of dark material . . . . .	160
8.3.1	Thermal properties . . . . .	160

8.3.2	Spectral properties . . . . .	163
8.4	Discussion . . . . .	167
8.4.1	Interpretation : source and mobility of dark material . . . . .	167
8.4.2	A volcanic layer eroded by Grjota' Vallis . . . . .	170
8.5	Conclusion . . . . .	171
<b>9</b>	<b>Rhéologie des coulées de laves de Cerberus</b>	<b>173</b>
9.1	Introduction . . . . .	178
9.2	The rheology of volcanic flow from remote sensing data . . . . .	179
9.2.1	The lava rheology from the geometry of the lava flows . . . . .	179
9.2.2	The lava rheology from the geometry of shield volcanoes . . . . .	181
9.3	Morphology of lava flow, geometric measurements and results . . . . .	182
9.3.1	Geometry, rheology and effusion rate of lava flow . . . . .	182
9.3.2	The shape of the shield volcanoes at Cerberus . . . . .	188
9.4	Discussion . . . . .	195
9.4.1	The degree of partial melting at Cerberus : high or low ? . . . . .	198
9.4.2	How fluid lavas can form in the present martian conditions ? . . . .	200
9.4.3	Conclusion . . . . .	201
<b>10</b>	<b>Conclusion</b>	<b>203</b>
<b>11</b>	<b>Glossaire</b>	<b>207</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>211</b>



# 1

## Dédicace

Je dédis cette thèse à mes parents,  
à mes frères, à Hercules et Ourale.



Quand j'étais petit, on m'avais promis l'homme sur la Lune avant 1970. Je n'ai pas été déçu. On m'a aussi promis l'homme sur Mars avant 1990... Ô déception...

Georges Ceuleneer, *Communication privée*, 2007

# 2

## Remerciements

En préface de cette thèse, ces quelques lignes sont pour moi, l'occasion d'exprimer ma gratitude envers toutes les personnes que j'ai cotoyées et rencontrées pendant ces trois années. Que les gens que j'ai oublié ici veuillent bien m'en excuser.

Mon premier remerciement va tout naturellement à mon tuteur David Baratoux. Merci de m'avoir accordé ta confiance et d'avoir su être présent, et tout au long des événements, parfois inattendus, qui ont ponctué le déroulement de ces trois années d'études, j'espère m'en être montré digne. Merci pour les incroyables contrastes de l'Islande minérale et les majestueux volcans du Japon dont le souvenir mordant ne me quitte plus.

Merci à Patrick Pinet pour sa co-direction de thèse, ses encouragements, sa motivation et son amitié. Je reste admirateur de cette énergie qui t'anime, et de ta polyvalence, tant sur le plan professionnel que personnel. Merci Patrick.

Kurita-san thank you very much for your hospitality during my 6 month stay in the Earthquake Research Institute of the university of Tokyo. I keep a very touched memory of our road trip in the autumnal forest of the Towada volcano caldera, with the classical music you enjoy so much. Kurita-san domo arrigato gotsaimasu.

Je tiens à remercier particulièrement toutes les personnes qui sont intervenues de près ou de loin dans cette étude. Un grand merci à Michel Grégoire, Georges Ceuleneer, Marc Monnereau, Michel Rabinowicz pour leurs conseils et leurs encouragements. Votre motivation m'a conforté dans mon travail et votre passion est pour moi un exemple.

Merci à Nicolas Mangold pour ses nombreux conseils et pour m'avoir laissé partager sa tente en Islande.

Merci à Nathalie Dalla-Riva pour avoir supporté mes incessantes questions et d'avoir



religieusement écouté les trépignants rebondissements de ma petite vie.

Merci à l'Observatoire Midi-Pyrénées et au laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire ainsi qu'à ses membres, en particulier à son directeur Alexis Rigo, de m'avoir accueilli pour cette thèse.

Merci à Sandra et Harold, compagnons de bureau pour un temps dont la complicité m'a manqué souvent. Courage pour votre thèse et prenez bien soin de Honorine et de Bobby. Merci à Fred de finalement continuer à faire son bonhomme de chemin au labo. Merci Céline, pour tes correspondances brésiliennes et tes confidences à little Bouddha. Merci à Loïc pour avoir été garde forestier dans la jungle de Bornéo pour devenir ingénieur réseaux au DTP... la vie réserve bien des surprises. Merci à Christel pour ses corrections rigoureuses. Bon courage pour ta thèse. Merci à Nicolas Manaud... si ces quelques lignes te parviennent, qu'elles t'expriment ma gratitude pour ta compagnie au laboratoire et ton amitié. Ryoya, Suzuaya, Hiropon, Cho-sama and Osamu thank you so much for your friendship and your kindness, you will always be welcome at my place.

Outre le cadre des laboratoires, ces trois années de recherches ont aussi été pour moi l'opportunité de vivre des moments fort : les draperies féériques des aurores boréales dans la nuit froide de la Terre d'Islande... les tourbillons de neige au sommet de Brice Canyon... le plantage de Chevrolet dans la boue du Cotton wood rally Tour... jouer les cowboys dans la mythique Monument Valley... la chaleur ravigorante des schnaps dans l'hiver Berlinois... la douceur du printemps à Vienne et de ses pâtisseries... les ruelles tortueuses du Bratislava médiéval... les rayons de Lune au travers des vapeurs chaudes d'un onsen perdu dans l'hiver japonais... un nouvel an entre la folie de Shibuya et le traditionnalisme de Asakusa... un lever de soleil depuis le sommet du Fuji Yama, avec le sourire de milliers de japonais... ...

Merci à Sad Mole et à Cwazy Fwog pour avoir supporté Blue Hamster... et forcément merci à Ulysses. Merci d'avoir été là pour toujours faire en sorte que ce soit magnifique, que ce soit merveilleux, ...

Enfin, merci à Smoodle et à Caro pour leur aide et leur amitié. Je vous en suis profondément reconnaissant et j'attends avec impatience l'opportunité de vous rendre la pareille. Je te souhaite bien du courage pour ta thèse mon petit ewok (RRRRRR).

C'est dans l'esprit de l'homme que réside la beauté de Mars [...]. Avec nos romans de SF stupides remplis de monstres, de princesses et de civilisations disparues. Avec tous les étudiants qui ont rassemblé toutes les données pour nous conduire jusqu'ici. C'est ça qui donne sa beauté à Mars. Et non pas le basalte ou les oxydes.

Kim Stanley Robinson, *Mars la rouge*, 1993

# 3

## Preface

Depuis la nuit des temps, la planète Mars n'a rien représenté d'autre pour l'homme qu'un point rouge perdu dans l'immensité de la voûte céleste. Tantôt proche de la Terre, brillant de mille feux et terrifiant les hommes de son éclat rougeoyant, tantôt lointaine vagabonde, disparaissant dans les ténèbres de la voûte nocturne, et apaisant les esprits croyant. De part de sa couleur rouge, Mars a depuis toujours été associé au sang, à la mort et à la guerre. Elle à imposée le respect depuis que l'homme contemple les étoiles, et les noms qui lui furent donné témoignent de la crainte qu'elle insuffla tout au long des civilisations passées. Connue en Egypte comme le Horus Rouge (Har décher), à Babylone comme l'étoile de la mort (Nergal) et en extrême orient comme l'étoile de feu, Mars fut associée dans la Grèce antique au dieu de la guerre, Ares. C'est le nom du dieu de la guerre de la Rome antique qui lui restera... Mars, dit 'le brave', qui selon la mythologie romaine eut 2 fils de Venus, Phobos (Crainte) et Deimos (Terreur) dont les noms furent donnés aux deux satellites naturels de cette planète.

De nombreux travaux précis et complets font état de l'histoire de l'exploration Martienne et de l'origine de cette fascination qu'à l'homme pour cette planète. Les aventures et croyances qui ponctuent les différentes étapes de cette chronologie martienne méritent une lecture approfondie pour en saisir, avec délice, les enjeux des pionniers de l'exploration planétaire et l'investissement qu'ils mirent en oeuvre, l'oeil rivé sur leurs feuilles de calcul le jour et sur la lentille de leur télescope la nuit. Le sujet est tellement vaste que je remets au lecteur le soin de couvrir les différentes références listées à la fin de ce mémoire pour compléter ses connaissances à ce sujet. Il n'est en effet pas question ici de decrire l'histoire de l'exploration de Mars, mais bel est bien de son exploration actuelle, et de ce que nous pouvons conclure à son propos avec les données dont nous avons disposé jusqu'à aujourd'hui.



Il n'est pas de planètes qui ait donné lieu à autant de travaux, de recherches et d'études, qui ait suscité autant de controverses, de discussions passionnées et, il faut bien le dire aussi, de publications et d'ouvrages plus ou moins sérieux, que la planète Mars.

Gérard de Vaucouleurs, *Le problème martien*, 1946

# 4

## Introduction

Deux processus géologiques sont communs à toutes les surfaces des planètes solides : la cratérisation et le volcanisme. La cratérisation est le témoin des processus d'accrétion, tandis que le volcanisme est la manifestation en surface de la dynamique d'une planète et de ses sources d'énergie. Le volcanisme résulte de la formation en profondeur et de la migration d'un magma, mélange de gaz dissout ou sous forme de bulles, de cristaux solides et de liquides silicatés, au travers des couches superficielles solides des planètes jusqu'à la surface. La migration et la mise en place de ces magmas en surface s'accompagnent de la libération d'éléments volatils contenus dans le magma, essentiellement  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$ . Ces processus sont fonction de la gravité, de la pression atmosphérique, de la température de surface, de la structure thermique de la croûte et du manteau ainsi que de leurs compositions responsables de la composition des magmas. Ces paramètres globaux des planètes influencent la nature et la fréquence des éruptions volcaniques. Bien qu'il existe de nombreuses similitudes entre les styles d'activité volcanique observés de nos jours, ou dans le passé, entre la Terre, la Lune, Mercure, Mars et Io, il existe aussi des différences significatives. Nous pouvons citer quelques exemples de ces différences en termes d'âges, d'intensités et de tailles des morphologies volcaniques. Le volcanisme est actif sur Io et sur Terre, la Lune et Mercure ne présentent aucune activité volcanique depuis 3 milliards d'années, Mars a une histoire volcanique d'au moins 4 milliards d'années et l'histoire volcanique passée de Venus est masquée par des éruptions ayant resurfagé l'ensemble de la planète il y a quelques centaines de millions d'années. L'intensité de l'activité volcanique de Io n'a pas d'autre équivalent planétaire car elle résulte d'une source d'énergie que sont les forces de marées induites par la présence voisine de Jupiter. Sur la Lune, des structures interprétées comme des coulées de laves sont 10 fois plus larges que les chenaux de lave terrestre, et les volcans boucliers majeurs de Mars sont beaucoup plus imposants que ceux de Hawaï. Les coulées de laves martiennes sont 6 fois plus longues que sur Terre.

L'étude des processus d'ascension et d'éruption des magmas à partir des principes physiques fondamentaux permet d'établir les principales conséquences sur les styles d'éruption.

tions volcaniques des paramètres globaux des planètes mentionnées ci-dessus. L'observation des morphologies volcaniques à la lumière de ces modèles permet d'interpréter et de comprendre la nature des processus volcaniques, effusifs ou explosifs, et de confirmer leurs différences d'un environnement planétaire à l'autre. Une différence fondamentale lorsque l'on compare Mars à la Terre, est l'absence de tectonique des plaques sur Mars, ce qui implique une perte de la chaleur interne par un volcanisme uniquement de type point chaud. Le refroidissement de la Terre s'effectue principalement aux dorsales tandis que celui de Mars s'effectue par l'intermédiaire de quelques points chauds. On peut donc s'attendre à une activité plus intense du volcanisme de point chaud martien que terrestre. Mars présente une diversité de morphologies volcaniques unique dans le système solaire sur l'ensemble de sa surface. La richesse du volcanisme martien ne trouve pas toujours d'analogue terrestre, comme les Paterae, volcans de faible altitude s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres de diamètre. Depuis les missions Viking ont été mis en évidence des édifices en forme de boucliers géants dont les tailles surpassent n'importe quel édifice volcanique du système solaire (Olympus Mons, Elysium Mons), des petits cônes volcaniques (Tharsis Tholus, Uranius Patera), des plateaux volcaniques concentrés sur l'hémisphère sud (Syrtis Major, Tyrrhena Patera), des plaines de laves (Amazonis planitia, Solis Planum), et des concentrations de volcans boucliers de dimensions plus petites (Plaines de Cerberus, Syria Planum). Cette diversité et l'histoire volcanique martienne qui couvre presque 4 milliards d'années, sont la spécificité du volcanisme martien, et comme sur Terre, en font toute la richesse.

Pour comprendre cette diversité et l'évolution des morphologies volcaniques martiennes, une approche naturelle est de chercher à modéliser l'évolution thermique de la planète. Cette évolution thermique contrôle en particulier l'épaississement de la lithosphère et la structure thermique, déterminantes pour les zones de fusion partielle possibles du manteau. Ce type de modélisation vise en particulier à comprendre la stabilité et la longévité des centres volcaniques martiens. Ces modèles doivent être confrontés à une connaissance toujours accrue de l'histoire volcanique martienne. De nombreuses études ont déjà été réalisées sur les édifices majeurs, certaines plaines de lave, les paterae, permettant de discuter la chronologie, les volumes, les taux d'effusion, et la nature de ces volcans. Même si tout n'est pas encore compris de l'histoire de ces édifices, comme par exemple la naissance d'Olympus Mons et l'origine de son escarpement basal, nous avons choisi dans le cadre de cette thèse, de nous concentrer sur une région particulière du volcanisme martien unique dans son âge et ses morphologies : les plaines de Cerberus.

Les plaines de Cerberus ne ressemblent à aucun édifice volcanique martien par son absence de relief, ses surfaces lisses à l'échelle kilométrique, ses âges extrêmement récents, et ses interactions complexes avec des processus tectoniques et fluviaux. L'analogue terrestre le plus probable serait les trapps comme ceux du Deccan, mais les volumes invoqués

présentent alors de telles différences de proportions que la comparaison ne tient plus en raison des faibles volumes de Cerberus. Les effusions de laves sur Cerberus sont associées à des événements de débâcle fluviale comme Athabasca et Grjota' Vallis, et aux Cerberus Fossae qui sont un système de fractures sub-parallèles qui recoupent les plaines sur plusieurs milliers de kilomètres. La plus faible rugosité de surface de Mars à l'échelle kilométrique est localisée sur l'unité des plaines de lave de Cerberus qui laissent supposer des âges jeunes et des écoulements de laves fluides. Les datations publiées à ce jour témoignent de surfaces volcaniques sub-actuelles, laissant augurer la possibilité que les plaines de Cerberus soient une région de Mars encore volcaniquement active.

Cette étude a pour objectif de comprendre le caractère unique de cette région et de la caractériser par rapport aux autres édifices martiens, nous avons décidé de l'étudier. Cette thèse se divise en 5 parties, avec pour commencer une description de la physique du volcanisme, connaissance acquise essentiellement par l'étude du volcanisme terrestre en mettant l'accent sur les dépendances des morphologies volcaniques aux paramètres des planètes. Dans la partie suivante, le volcanisme martien est décrit dans ses proportions et son évolution afin de souligner l'unicité des plaines de Cerberus dans le cadre de cette histoire. Nous verrons que les plaines de Cerberus ne suivent pas la tendance globale d'évolution des volcans martiens et que cette région est remarquable tant par la quantité de ses laves éruptées que par sa morphologie. Pour bien cerner l'ensemble de la région de Cerberus nous présentons dans la partie suivante une cartographie géologique des plaines de laves. Cette étape est essentielle dans l'étude d'une surface planétaire, en particulier du volcanisme pour contraindre son extension et son âge par l'intermédiaire des datations effectuées à sa surface par comptage de cratères. A partir de cette cartographie, un certain nombre d'informations clefs ont été répertoriées et consignées, et ont permis de développer deux axes de recherches se focalisant sur les clastes volcaniques mobiles d'une part, et les événements volcaniques effusifs d'autre part, en recherchant leurs origines et leurs compositions. La source des clastes volcaniques mobiles qui constituent une tâche de faible albedo de la zone de Cerberus est discutée dans la quatrième partie. Leur étude permet de caractériser la composition des matériaux dont ils sont issus, et leur origine témoigne de processus explosifs. La dernière partie concerne les écoulements de laves effusifs cartographiés précédemment dont les propriétés géométriques sont mesurées pour en déterminer la viscosité et en discuter les valeurs en comparaison aux autres édifices volcaniques martiens.



L'histoire de chaque partie de la Terre, comme la vie d'un soldat, consiste en longue périodes d'ennui traversées de brèves périodes de terreur.

Derek V. Ager, *Géologue britannique*

# 5

## La physique du volcanisme

### Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>18</b>
<b>5.2</b>	<b>Structure interne et différenciation planétaire</b>	<b>18</b>
5.2.1	Structure interne de la Terre	18
5.2.2	Dynamique du manteau terrestre	19
5.2.3	Composition interne de Mars	21
5.2.4	Organisation thermique et dynamique Martienne	23
<b>5.3</b>	<b>Formation et ascension des fluides silicatés</b>	<b>26</b>
5.3.1	Origine des fluides	26
5.3.2	Migration du magma : une affaire de densité	29
5.3.3	Volcanisme explosif ou effusif : un problème d'éléments volatils	35
<b>5.4</b>	<b>Morphologies des effusions volcaniques</b>	<b>42</b>
5.4.1	Taille des édifices	42
5.4.2	Composition et rhéologie des laves	43
5.4.3	Modèles de mise en place de coulées de laves	46
<b>5.5</b>	<b>Conclusion</b>	<b>54</b>
5.5.1	Structure interne des planètes telluriques	55
5.5.2	Origine et migration des magmas silicatés	55
5.5.3	Morphologies volcaniques en surface	56
5.5.4	Les autres planètes	56

---



## 5.1 Introduction

L'objet de ce chapitre est d'introduire les processus physiques qui génèrent et font migrer les magmas vers la surface pour produire du volcanisme à la surface des planètes afin d'appréhender les conséquences des paramètres spécifiques à chaque planète (gravité, composition, pression atmosphérique,...). La première partie de ce chapitre présente brièvement la structure interne de la Terre, où se déroulent les processus responsables de la dynamique de surface, et ce que l'on peut déduire de la structure interne martienne. La deuxième partie aborde les conditions de formation des fluides magmatiques et explore les raisons de leurs migrations vers la surface. La troisième partie décrit l'expression en surface de ces fluides silicatés et les morphologies de coulées et d'édifices qui en résultent. Ce chapitre se termine sur une comparaison des morphologies volcaniques de différentes planètes telluriques du système solaire à la lumière de ces connaissances et les conclusions préliminaires que nous pouvons apporter sur les relations entre l'histoire thermique d'une planète, sa dynamique interne et son histoire volcanique.

## 5.2 Structure interne et différenciation planétaire

La première partie de cette section présente rapidement la structure interne de la Terre en se concentrant sur les couches externes qui sont impliquées dans les processus volcaniques. La deuxième partie développe les mécanismes dynamiques et thermiques responsable du volcanisme et en particulier la tectonique des plaques. La troisième partie présente un état des connaissances sur la composition et la structure interne de la planète Mars en comparaison avec la Terre. La quatrième partie fait état de ce que la connaissance de l'état thermique actuel de Mars permet de déduire sur les lieux de formation possible des magmas.

### 5.2.1 Structure interne de la Terre

Alors que la structure de la croûte terrestre peut être déterminée par des observations in situ, comme les forages, les détails de la 'Terre profonde' doivent être obtenus de façon indirecte, et en particulier par l'intermédiaire de la sismologie. L'étude des ondes élastiques qui traversent la planète suite à un tremblement de terre (ou éventuellement un impact météorique ou une explosion volcanique) renseigne sur la distribution de la densité depuis la surface jusqu'en son centre. En effet, les vitesses d'ondes montrent des variations importantes à des profondeurs particulières indiquant des changements abruptes de densité. Le changement important de densité vers 3000 km de profondeur, où disparaissent des ondes cisailantes (S) qui ne peuvent pas se propager dans les milieux liquides, est interprété comme la frontière entre le manteau solide et le noyau externe liquide. Cependant,

les ondes sismiques sont affectées par des variations physiques et chimiques des milieux. En partant de la surface (Figure 5.1), vers l'intérieur de la planète où se jouent les processus de genèse et migration des magmas, il existe : (1) Une frontière compositionnelle qui sépare la croûte du manteau et qui se nomme la discontinuité de Mohorovicik (ou 'Moho'). Elle sépare les croûtes continentale ( $\sim 35$  km d'épaisseur, principalement constituées de roches granitiques et de basaltes métamorphiques évolués) et océaniques ( $\sim 6$  km d'épaisseur, composées de roches basaltiques et de gabbros) des roches péridotitiques du manteau. (2) Une frontière rhéologique qui sépare la lithosphère froide et rigide ( $\sim 100$  km d'épaisseur) de l'asthénosphère qui, sur des échelles de temps géologique, se déforme par fluage plastique.

La croûte est donc la partie supérieure d'un ensemble rigide, la lithosphère, qui 'flotte' sur une enveloppe plastique appelée asthénosphère. La lithosphère est souvent modélisée comme une couche élastique, qui se courbe sous une charge, comme un volcan, alors que l'asthénosphère flue.

## 5.2.2 Dynamique du manteau terrestre

La lithosphère terrestre est divisée en plaques quasi-rigides, et le mouvement de ces plaques tectoniques avec la formation du plancher océanique dans les zones d'expansion et la dérive des continents suggère que ces plaques sont couplées au manteau convectif. Ces plaques peuvent être considérées comme la couche thermique limite supérieure pour la convection du manteau. Les cellules convectives du manteau sont probablement influencées par l'ouverture des rides médio-océaniques et par les morceaux de plaques lithosphériques froides situés à l'extrémité des plaques océaniques qui plongent lorsqu'elles rencontrent des plaques continentales ou océaniques dans les zones de subduction. Ce type de dynamique est possible en partie grâce à la frontière rhéologique (LVZ) située dans le manteau supérieur sur laquelle les plaques glissent facilement (Figure 5.1). Par l'intermédiaire de la sismique, de l'étude des rebonds post-glaciaires et de la dynamique de compensation du champ de gravité terrestre, la profondeur de cette limite entre l'asthénosphère et la lithosphère est estimée entre  $\sim 100$  km sous les océans et  $\sim 300$  km sous les chaînes de montagnes. Les simulations permettant d'obtenir des convections du manteau de type 'tectonique des plaques' combinent une zone de faible viscosité dans le manteau supérieur, avec une certaine contrainte seuil plastique de la lithosphère, de sorte que des limites de plus faible résistance de plaques se forment au-dessus des zones de subsidences et de courants ascendants (Figure 5.2).

Les estimations de la concentration des éléments composant le manteau supérieur proviennent des échantillons collectés au niveau des dorsales océaniques et des pipes kimberlitiques alors que le manteau inférieur plus profond pourrait être échantillonné au niveau de certaines îles basaltiques océaniques. Ces 'points chauds' volcaniques (comme

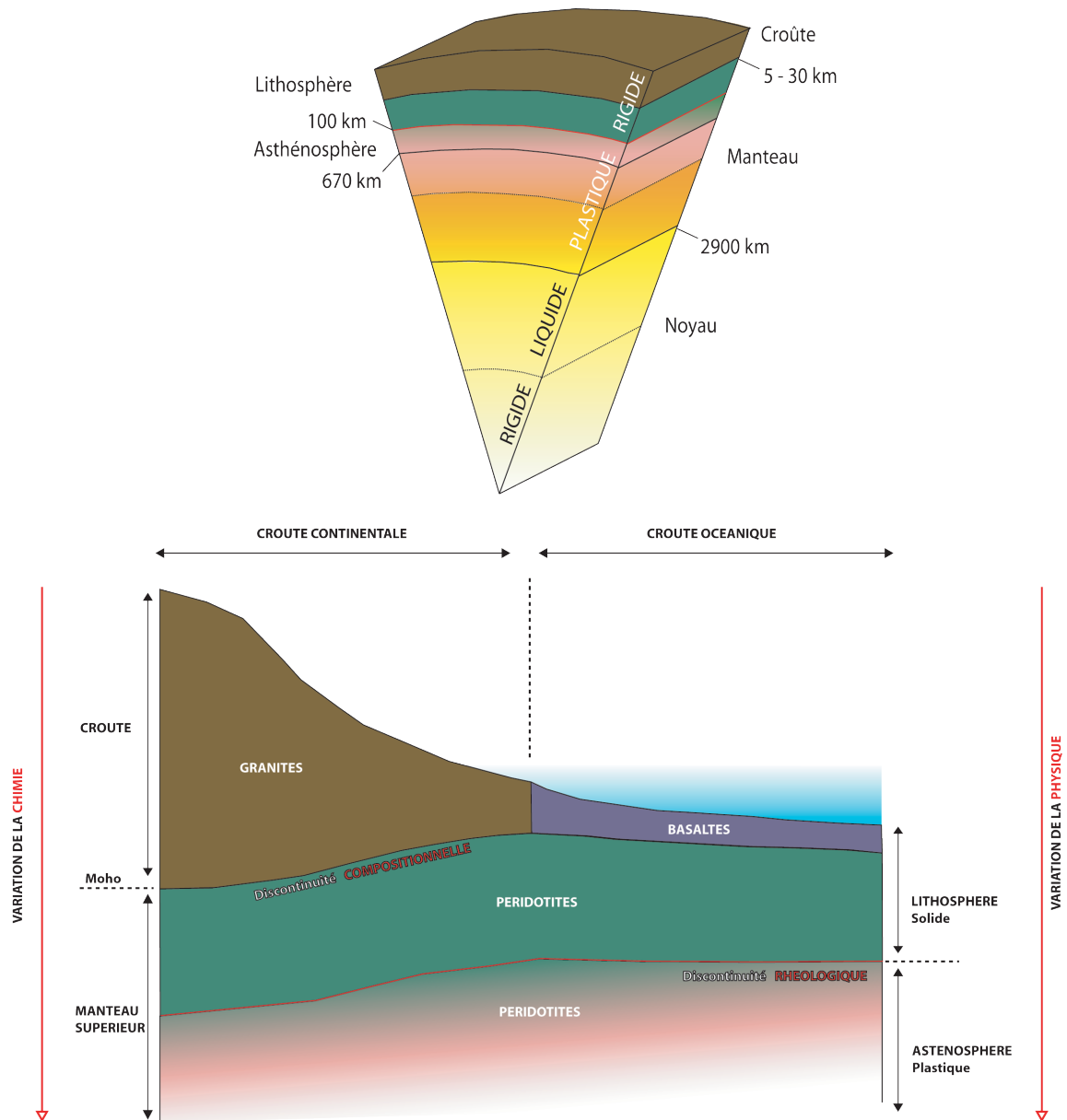


FIG. 5.1 – Coupe des enveloppes superficielles de la Terre. Les croûtes continentale et océanique sont séparées du manteau par une discontinuité compositionnelle relative à la chimie des roches, alors que la lithosphère est séparée de l’asthénosphère par une discontinuité rhéologique relative au comportement physique des matériaux.

en Islande) sont interprétés comme étant formés par des matériaux cristallins chauds du manteau en ascension dans une étroite ( $<100$  km) colonne. Les modèles suggèrent des positions relativement fixes de ces panaches les uns par rapport aux autres alors que les plaques lithosphériques mobiles se déplacent à l'aplomb de ces panaches chauds, ce qui résulte en la formation des chaînes d'îles volcaniques, comme l'archipel de Hawaï. Au contraire, les magmas générés dans les rides océaniques sont moins chauds, et montent doucement pour remplir le vide créé par l'éloignement des plaques océaniques. Les variations d'abondance isotopiques mesurées d'île en île, suggèrent que le manteau inférieur est hétérogène, ce qui implique que la convection dans le manteau inférieur est moins efficace que dans le manteau supérieur. Cette différence d'efficacité de la convection s'explique si la viscosité dans le manteau augmente avec la profondeur.

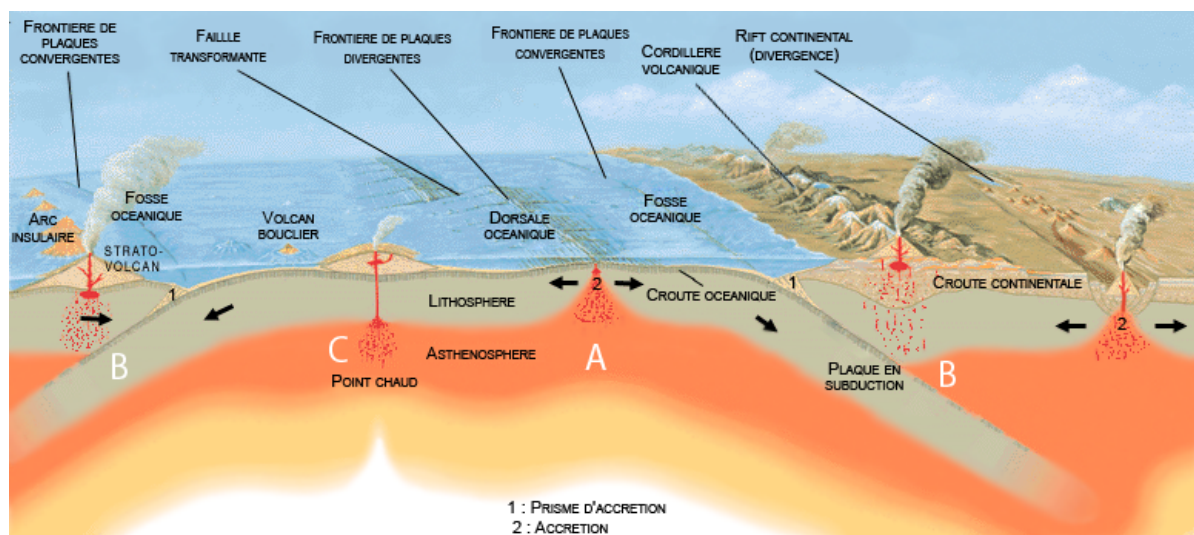


FIG. 5.2 – Illustration de la tectonique des plaques sur Terre. Les plaques lithosphériques rigides glissent sur le manteau asthénosphérique et interagissent pour former trois types de volcanisme : (A) Le volcanisme des dorsales océaniques qui forme les basaltes du plancher océanique par solidification de magmas mantelliques peu profonds. Ce volcanisme, à la frontière de deux plaques océaniques divergentes, est sous-marin. (B) Le volcanisme de subduction qui est généré par la fonte des matériaux de la plaque subductée dans le manteau avec la formation d'arc insulaire si la collision implique deux plaques océaniques, ou d'une cordillère si la collision implique une plaque continentale et une plaque océanique. (C) Le volcanisme de point chaud qui résulte de la percée de la lithosphère par une colonne ascendante de matériaux chauds en provenance du manteau profond. Image libre wikipedia

### 5.2.3 Composition interne de Mars

Mars, avec un rayon de 3390 km possède une taille intermédiaire entre la Lune et la Terre, deux corps planétaires assez bien connus. A partir de la densité moyenne (3.93

$\text{g.cm}^{-3}$ ) de la planète et de son moment d'inertie, les grandes lignes de sa structure interne sont déduites (Figure 5.3). Le noyau de la planète est probablement similaire au noyau terrestre, solide et composé soit de nickel et de fer, soit de fer et de sulfate de fer [Fei et Bertka, 2005]. La densité du manteau hors pression est estimé vers  $\sim 3.55 \text{ g.cm}^{-3}$ , un peu plus que le manteau terrestre  $\sim 3.34 \text{ g.cm}^{-3}$ , ce qui suggère de plus grosses teneurs en fer [Fei et Bertka, 2005, Bertka et Fei, 1996, 1997, 1998]. Les estimations basées sur des modèles censés correspondre aux paramètres observés conduisent à des abondances de FeO entre 16% et 20%, soit plus du double de la valeur du manteau terrestre (7.8%). La morphologie des volcans martiens, qui obéissent aux mêmes rapports de dimensions que les boucliers basaltiques terrestres, suggère que les magmas éruptés ont de faibles viscosités, comme celles mesurées pour des laves riches en FeO (25% de la masse). De tels magmas seraient issus d'une profondeur de  $< 200 \text{ km}$  sur Mars, ce qui correspondrait au manteau de la planète qui serait donc enrichi en FeO. Ces résultats sont confirmés par l'analyse des météorites martiennes qui suggèrent des concentrations absolues en masse de FeO de 18% pour le manteau martien [Dreibus et Wanke, 1985, Lodders, 1998]. En comparaison, la surface apparaît avec une forte concentration d'oxydes de Fer avec une fraction massique de  $\sim 18\%$  mesurée par les landers Vikings et Pathfinder, ce qui n'a pas d'autre équivalent planétaire à ce jour.

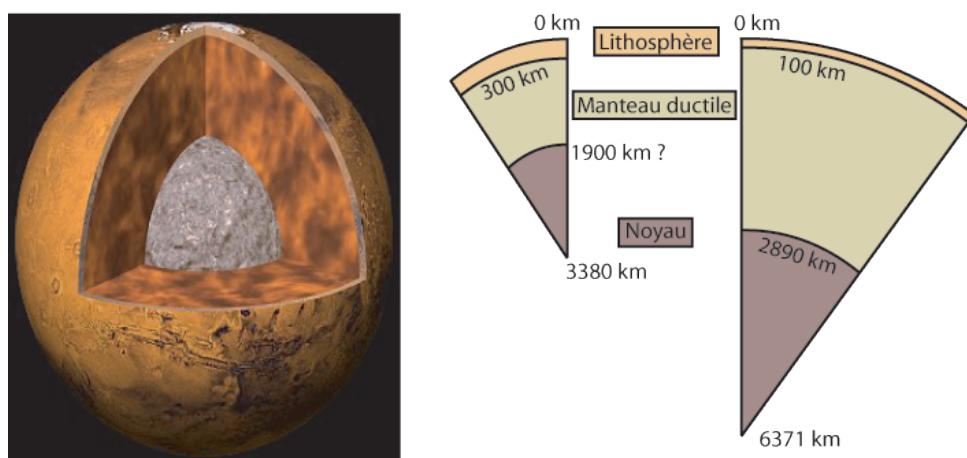


FIG. 5.3 – Illustration de la structure interne de Mars et comparaison avec la Terre.

Les mesures du champs magnétique martien par la sonde Mars Global Surveyor ont mis en évidence une absence d'activité magnétique globale et des bandes d'anomalies magnétiques rémanente dans l'hémisphère sud de la planète [Connerney et al., 2001], et donc certainement un noyau solide. Cette distribution s'apparente aux anomalies magnétiques mesurées sur le plancher océanique terrestre qui témoigne de l'activité de la tectonique des plaques. Si ces zonations magnétiques sont imprimées sur toute l'épaisseur de la croûte martienne, elles pourraient témoigner d'une activité tectonique martienne fossile (Figure

5.4). Aujourd'hui la planète Mars ne présente pas de tectonique des plaques, l'épaisseur de sa lithosphère, comme détaillée dans la section suivante, est trop importante pour qu'elle soit fragmentée, et sa structure superficielle est de type 'mono-plaqué'.

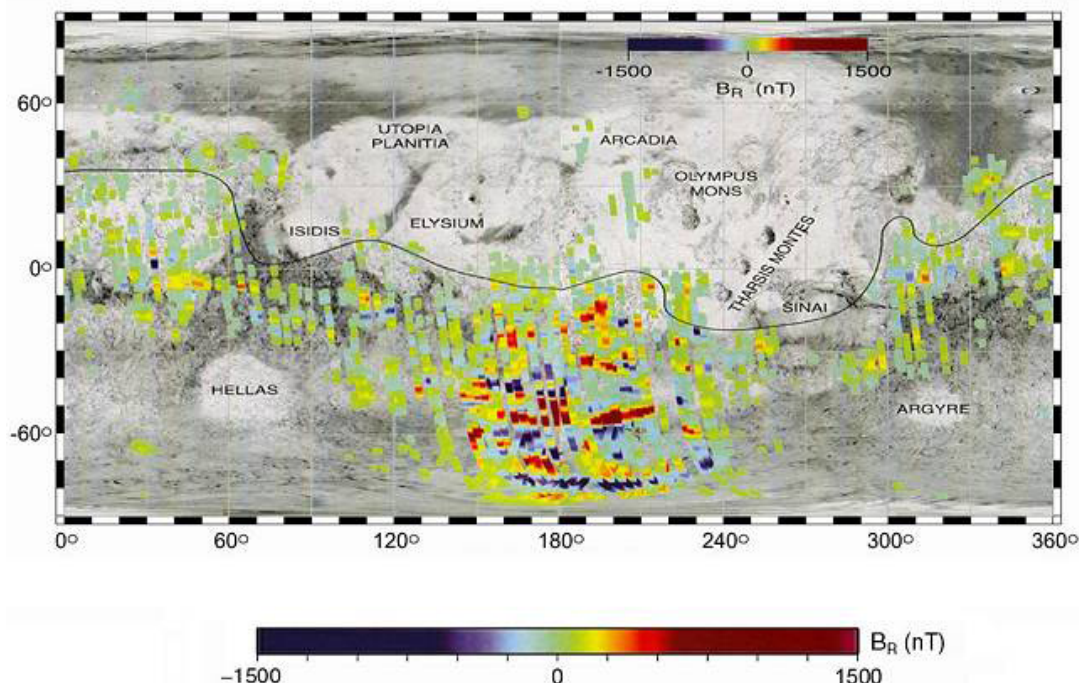


FIG. 5.4 – Carte du champs magnétique mesuré dans la croûte martienne par la sonde Mars Global Surveyor. Une partie de l'hémisphère sud montre une zonation en bandes des anomalies magnétiques, comme observé dans la croûte océanique Terrestre, qui pourrait témoigner de l'ancienne activité tectonique de Mars.

### 5.2.4 Organisation thermique et dynamique Martienne

La lithosphère est une limite thermomécanique définie par une transition rhéologique correspondant à une température voisine de 1300°. Cette limite est une couche thermique supérieure limite pour la convection du manteau commune à toutes les planètes silicatées dont la rhéologie est dominée par l'olivine. La base de la lithosphère martienne étant à cette température, il serait possible de déduire son épaisseur à partir : (1) du flux de chaleur martien en base de croûte, (2) de la connaissance de la conductivité thermique, et (3) des éléments radioactifs dans la croûte [Michel. N, 2007], même si il n'y a encore aucune mesure du flux thermique martien en surface.

**Origine de la chaleur interne** Le flux de chaleur à la surface de Mars résulte de trois sources principales : (1) Le refroidissement séculaire de la planète c'est à dire la perte,

dans le manteau, de la chaleur initialement acquise lors de l'accrétion de la planète, de la différenciation des enveloppes qui la composent et de la désintégration des éléments radioactifs entre la formation de la planète et aujourd'hui. (2) La désintégration actuelle des éléments radioactifs dans le manteau. (3) La désintégration des éléments radioactifs dans la croûte martienne. La chaleur d'origine radioactive est créée par la désintégration des éléments Thorium ( $^{232}\text{Th}$ ), Potassium ( $^{40}\text{K}$ ), Uranium ( $^{235}\text{U}$  et  $^{238}\text{U}$ ).

**Chaleur radioactive dans la croûte martienne** Les concentrations en Thorium et Potassium sont connues, à la résolution de  $\sim 500$  m/pixel, à partir du spectromètre à rayon Gamma (GRS) de la sonde Mars Global Surveyor, et les concentrations en Uranium peuvent être déduites du rapport moyen de Th/U ( $\sim 3.6$ ) présent dans les météorites martiennes. À partir de ces cartes de concentrations en éléments, on déduit une production de chaleur totale, qui dans le cas de Mars est en moyenne égale à  $\sim 17.6$  pW/kg, contre 103 pW/kg sur Terre (4.7 pW/kg et 158 pW/kg pour les croûtes océanique et continentale respectivement).

**Flux thermique en base de croûte** À partir d'un modèle de concentration d'éléments radioactifs constante sur toute l'épaisseur de la croûte, et des estimations d'épaisseur de croûte par mesure du champ de gravité [Zuber *et al.*, 2000 ; Neumann *et al.*, 2004] (Figure 5.5), on déduit la contribution des éléments radioactifs de la croûte au flux thermique à la surface de Mars  $\sim 3.3$  mW/m<sup>2</sup>. La soustraction de cette valeur pour la croûte au flux total martien donne la contribution thermique du manteau martien  $\sim 14.3$  mW/m<sup>2</sup>. En supposant que sur Mars la contribution thermique en surface du refroidissement séculaire est égale la moitié de la production radiogénique, comme c'est le cas sur Terre [Petitjean, 2005], il est possible de contraindre le flux thermique martien à la base de la croûte  $\sim 21.45$  mW/m<sup>2</sup>.

**Épaisseur de la lithosphère martienne** À partir de conductivités thermiques supposées constantes dans la croûte  $\sim 3$  W/m/K et le manteau  $\sim 3.5$  W/m/K, et en négligeant la contribution des sources radioactives, on déduit une profondeur actuelle de la lithosphère de 300 km en moyenne [Michel. N, 2007] qui correspond bien aux données gravimétriques et topographiques [Wieczorek *et* Zuber, 2004]. L'épaisseur de cette lithosphère, relativement importante, est en accord avec la longue absence d'une tectonique des plaques, ce qui implique qu'une fraction significative de la chaleur interne de la planète a principalement été perdue lors de l'activité volcanique de points chauds (Figure 5.2 cas C).

**Fusion du manteau martien** La conductivité thermique de la croûte est un paramètre important pour l'évolution thermique et l'histoire volcanique de la planète. Les faibles conductivités thermiques du matériel crustal en comparaison avec celles des matériaux



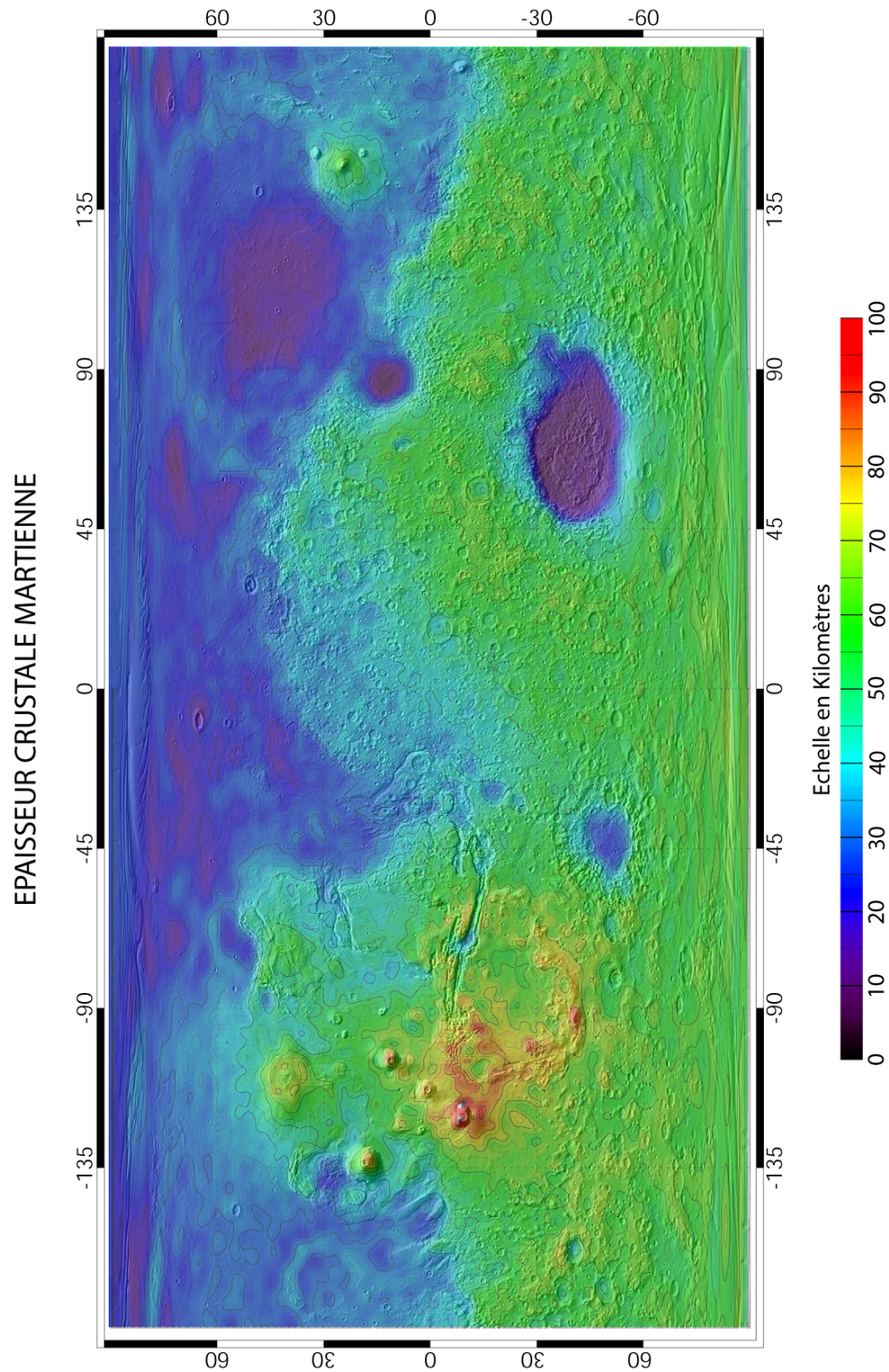


FIG. 5.5 – Épaisseur de la croûte Martienne dérivée des données topographiques et gravimétriques [Wieczorek et Zuber, 2004]. Noter que le dôme de Tharsis présente une épaisseur de 80 km environ, alors que le manteau Martien se trouve à moins de 10 km du plancher du bassin d'impact de Hellas. L'épaisseur moyenne de croûte dans les Highlands du sud est de 60 km alors que dans les Lowlands du nord, l'épaisseur crustale moyenne est de 20 km.



du manteau pourraient expliquer en partie le volcanisme récent observé sous les larges régions volcaniques martiennes comme Tharsis ou Elysium. Cette conductivité faible serait responsable aujourd'hui des faibles différences de températures entre le manteau moyen et le solidus. Et surtout, elle produirait des variations de températures suffisamment importantes ( $\sim 50$  K) ce qui, combiné à des variations latérales d'épaisseur de la croûte, autoriserait la production de matériaux fondus sous des parties de la croûte plus épaisses que la moyenne [Schumacher et Breuer, 2006]. La concentration des éléments radioactifs générateurs de chaleur plus élevée dans ces croûtes localement épaisses que dans le manteau, provoquerait des variations latérales de température suffisantes dans le manteau supérieur pour provoquer une fusion partielle du manteau martien actuel [Schumacher et Breuer, 2007].

## 5.3 Formation et ascension des fluides silicatés

Après avoir discuté de l'organisation thermique d'une planète, cette section présente dans sa première partie l'origine de la genèse des magmas dans les planètes solides, et les différents endroits de leurs effusions sur Terre. La deuxième partie se focalise sur les raisons qui font que les magmas évoluent vers la surface, principalement à cause des contrastes de densités qui sont dépendants des profils de porosité des couches superficielles des planètes solides. La troisième partie décrit les différents types d'éruptions volcaniques en surface, à la lumière de la seconde partie.

### 5.3.1 Origine des fluides

Le pré-requis nécessaire à toute activité volcanique est la production de liquides magmatiques sous la surface. En fonction de la structure thermique d'une planète, les sources de chaleurs vont produire des fluides silicatés qui vont ensuite migrer en surface.

Les sources de chaleur possibles pour faire fondre les roches incluent : (1) La chaleur générée par l'accrétion durant la formation de la planète et par la différenciation continue de matériaux légers et lourds. (2) Les mouvements de marées entre divers corps solides pouvant entraîner un échauffement substantiel, comme c'est le cas pour la lune de Jupiter, Io. (3) Les éléments radioactifs ( $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{235}\text{U}$  et  $^{238}\text{U}$ ) constituant une importante source de chaleur sur de longues périodes pour toutes les planètes telluriques.

Le manteau terrestre, du noyau jusqu'à sa partie asthénosphérique, est composé de roches sous pression, chaudes mais non fondues, qui se comportent comme un fluide hautement visqueux. La lithosphère solide et la croûte qui recouvrent le manteau peuvent être comparées au couvercle d'une cafetière Italienne. Les magmas se forment par fusion des roches chaudes mantelliques et, étant moins denses que les roches solides de l'encaissant, ils vont migrer vers le haut, et monter vers la surface au travers de n'importe quelle

structure faible qu'ils ouvriront par fracturation hydraulique. Cette fusion partielle du manteau peut se réaliser lors de deux processus différents [Weizman, 2001] : (1) Fusion par décompression adiabatique dans les courants ascendants lorsque les roches chaudes du manteau montent sous la lithosphère. Le matériel n'est pas anormalement chaud mais la pression exercée sur ce matériel diminue lors de son ascension. Cette forme de volcanisme est liée au mode de convection principal d'une planète chauffée de l'intérieur [Scott et Stevenson, 1989]. La Figure 5.6 représente une comparaison des diagrammes de phases simplifiés des manteaux martien et terrestre. Bien que la composition du manteau martien soit mal connue, il semblerait qu'il ait une minéralogie périclitique à des profondeurs inférieures à  $\sim 900$  km sur Mars et  $\sim 400$  km sur Terre (transition olivine/spinel  $\sim 14$  GPa). Le rapport Fe/Mg des silicates martiens, qui est plus important ( $\sim 1/4$ ) que dans le manteau terrestre ( $\sim 1/9$ ), est un paramètre compositionnel bien établi [Longhi et al., 1992] qui a une influence drastique sur la fusion des périclitites : plus ce rapport est élevé, plus la température de fusion est faible [Zhang and Herzberg, 1994]. En prenant ces deux paramètres en compte, un diagramme de phase du manteau martien a été proposé par Longhi et al., [1992] basé sur des données expérimentales de taux Fe/Mg des périclitites martiennes, et sur une extrapolation des courbes liquidus et solidus des périclitites dans le manteau terrestre. Le solidus martien est  $\sim 50^\circ$  C plus froid que celui du manteau terrestre à basse pression, et cette différence augmente jusqu'à  $\sim 200^\circ$  C à très haute pression (14 GPa) (Figure 5.6). En d'autres termes, la fusion par décompression dans le manteau convectif se fait à plus basse température quelque soit la pression et est donc plus probable pour Mars que dans le cas de la Terre [El Maarry et al., 2007]. (2) Les panaches chauds qui montent depuis une couche limite plus profonde, juste au-dessus de la frontière noyau-manteau, évacuant la chaleur du noyau. Bien que la chaleur fournie soit supposée faible, après son refroidissement initial (car il y a peu ou pas du tout de source radioactive dans le matériel du noyau), ce style de volcanisme pourrait être important, en raison des matériaux anormalement chauds transportés dans les panaches.

Il existe deux grands types d'activités volcaniques sur Terre : (1) Le premier est lié à la tectonique des plaques (Figure 5.2 cas B) et en particulier lorsque les plaques entrent en collision. Lorsque une croûte dense (généralement océanique) entre en collision avec une croûte moins dense (continentale ou océanique) la croûte océanique peut s'enfoncer et subduire sous la croûte continentale, dans le manteau terrestre. La croûte océanique, en profondeur, est écrasée et chauffée de telle sorte que des roches métamorphiques se forment, et à plus grande profondeur, les minéraux hydratés (amphiboles et serpentines) deviennent instables et libèrent de l'eau ce qui permet la fusion hydratée à basse température de la croûte. La fusion hydratée augmente la teneur en  $\text{SiO}_2$  des premiers produits de fusion d'une périclitite si bien que les laves produites aux zones de subduction sont sensiblement plus riches en  $\text{SiO}_2$  (depuis des basaltes andésitiques jusqu'aux graniorites). Lorsque le magma arrive en surface, il génère un volcanisme sur la plaque continentale

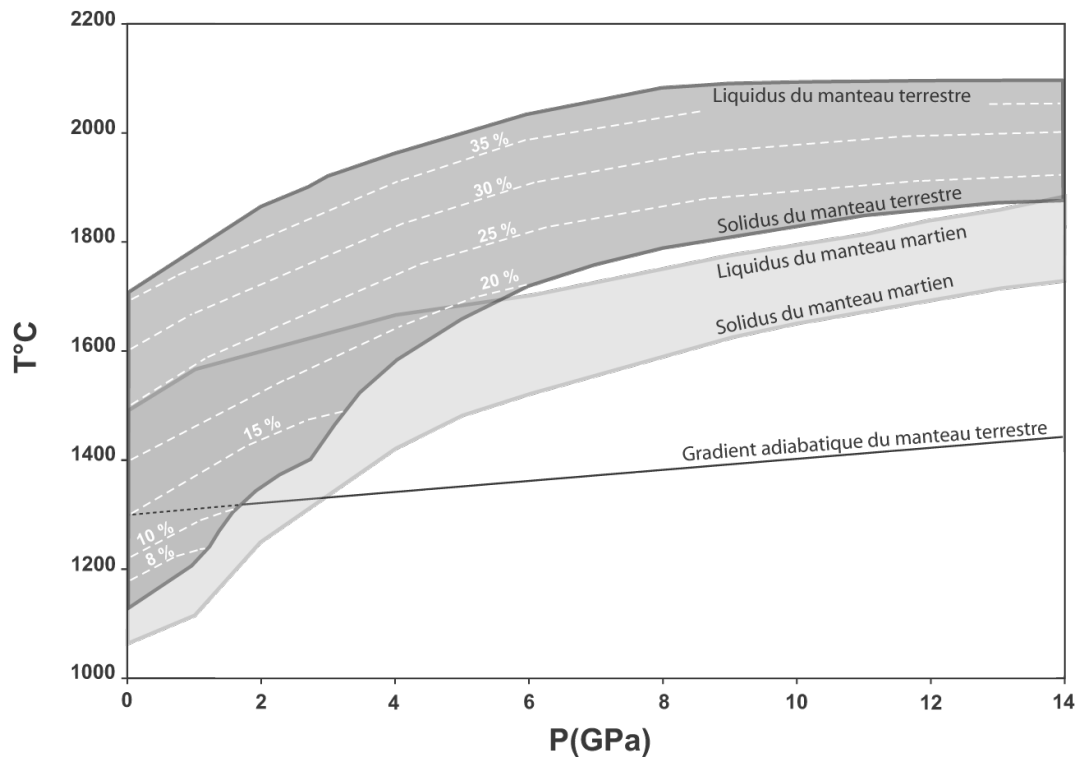


FIG. 5.6 – Diagrammes de phase simplifiés du manteau martien et terrestre. Les domaines de fusion partielle sont représentés en gris foncé pour le manteau terrestre et gris clair pour le manteau martien. Les courbes en pointillés blancs définissent les pourcentages de  $\text{MgO}$  supposés pour les fusions partielles du manteau. Les mêmes courbes sont aussi supposées dans le cas de Mars, avec des rapports de  $\text{Mg}/\text{Fe}$  différents. Le gradient convectif du manteau terrestre montre que la fusion par décompression serait plus facile sur Mars que sur Terre, et que pour les mêmes conditions, les laves martiennes et auraient des concentrations de ferromagnésiens plus importantes et seraient donc plus fluides .

sus-jacente de type andin, avec la formation d'une chaîne d'édifice volcaniques parallèle à la zone de subduction. (2) Le second type de volcanisme est lié aux points chauds (Figure 5.2 cas C), lorsque un panache de matériaux chauds du manteau inférieur traverse une plaque tectonique (comme l'île de la Réunion ou de Hawaï). Le matériel fondu du point chaud est moins dense que l'encaissant et arrive en surface. Ces panaches sont relativement stables et, sur Terre, perdurent  $\sim 100$  Ma environ.

Les rides médio-océaniques sont aussi une part importante du volcanisme terrestre (Fig 5.2 cas A) qui est cependant principalement sous-marin. L'espace créé par l'éloignement des deux plaques océaniques est comblé par une remontée passive du manteau asthénosphérique qui, en se décomprimant, va fondre partiellement et donner naissance à la croûte océanique (composition majeure : basaltes tholéïtiques). La récession des plaques océaniques est définie par l'élargissement du plancher océanique avec des vitesses relatives de plaques les unes par rapport aux autres variant de 2 et 20 cm/an.

Dans le cas de Mars, l'absence de tectonique des plaques élimine l'origine d'une effusion volcanique issue d'une subduction de plaques lithosphériques ou de l'accrétion. L'étude du volcanisme martien se fait en considérant préférentiellement les édifices volcaniques comme étant formés à partir de fluides magmatiques originaires d'un point chaud. Cette hypothèse ne doit cependant pas exclure les autres origines volcaniques possibles comme le suggère la variété compositionnelle des laves trouvée sur Mars, et la formation de Valles Marineris qui a déjà été comparée à une ouverture de rift [Anderson, 1998]. Les sources de chaleur aux zones de friction le long de failles et issues de concentrations anormales d'éléments radiocatifs peuvent aussi générer la fusion de roches en magmas.

### 5.3.2 Migration du magma : une affaire de densité

A partir de leur point de fusion, les produits de la fonte sont conduits en surface par gradient de densité, compaction et contraintes déviatoriques [Sleep, 1985, 1988]. En règle générale et à basse température, les produits de fusion silicatés sont moins denses que les roches solides et tendent à migrer vers le haut. A proximité de la surface, les couches superficielles peuvent être composées de matériaux plus poreux comme des roches volcaniques ou des couches sédimentaires. Cependant, dans certains cas, le magma peut être plus dense que ces couches et dans ce cas le magma ne peut monter qu'en présence de surpressions liées à des contraintes tectoniques.

Le profil de densité de la croûte dans laquelle un réservoir se forme et sur laquelle un volcan se construit est crucial pour la détermination de la profondeur du réservoir et de la croissance de l'édifice [Head et Wilson, 1992]. La densité qui dépend entre autres de la composition des roches influence non seulement la migration du magma dans l'aspect physique de ce processus, mais aussi de par certaines interactions chimiques qu'il va développer avec les milieux qu'il va traverser. Le magma va se transformer, au contact

des roches de l'encaissant dans lesquelles il va évoluer, thermiquement et chimiquement et sa propre densité s'en trouvera changée, ce qui va affecter sa migration et la nature de l'éruption.

### 5.3.2.1 Composition de la croûte

La limite à laquelle le magma a la même densité que les roches qui l'entourent (l'encaissant) est nommée *neutral buoyancy zone* ou *neutral buoyancy level* (NBZ), et correspond à la zone d'équilibre des densités des magmas liquides en migration et des matériaux de l'encaissant. Au niveau de cette limite, si le magma est uniquement dirigé par gradient de densité, il va naturellement stopper sa migration et s'accumuler pour former une chambre magmatique. Les processus physico-chimiques qui ont lieu dans cette chambre magmatique, comme le refroidissement avec cristallisation fractionnée, contribuent à transformer la composition des magmas, et à changer leur densité. A partir de l'accumulation d'un magma primaire dans une chambre magmatique, des magmas secondaires moins denses vont poursuivre leur migration jusqu'à une NBZ correspondant à leur densité pour former une nouvelle chambre magmatique plus proche de la surface que la première ou finalement arriver en surface.

La densité, et donc la composition de la croûte des planètes est donc un paramètre important du volcanisme. Dans le cas terrestre, la croûte possède une composition différente si elle est océanique ou continentale. La croûte océanique est composée de roches basaltiques qui contiennent des teneurs en silice relativement faibles (gaussienne centrée sur 49.5% de  $\text{SiO}_2$ ), et de fortes proportions de minéraux lourds comme les pyroxènes et l'olivine. Ces basaltes et leurs produits de cristallisation sont souvent appelés roches de composition chimique *basique* et, en fonction de leurs teneur en minéraux ferromagnésiens élevée à très élevée, sont définies comme roches *mafiques* ou *ultra-mafiques*. La croûte continentale est composée de roches granitiques qui possèdent une teneur en silice plus importante (de  $\sim 55\%$  à  $\sim 70\%$  de  $\text{SiO}_2$ ), des feldspaths et du quartz. La densité moyenne des basaltes est de  $\sim 2.9 \text{ g.cm}^{-3}$  alors que celle des granites est plus faible, autour de  $\sim 2.6 \text{ g.cm}^{-3}$ . Il apparaît donc qu'un magma, de densité donnée, en ascension dans la croûte terrestre croquera une NBZ à plus grande profondeur dans la croûte continentale que dans la croûte océanique du fait de leurs densités respectives. Ce constat implique que la grande majorité des magmas en migration dans la croûte continentale terrestre de faible densité, aura plus de difficultés à atteindre la surface qu'au travers de la croûte océanique, et va rester piégée en profondeur pour cristalliser complètement et former des roches plutoniques intrusives. Ce phénomène intrusif de plutons granitiques dans la croûte continentale contribue en grande partie à l'allègement de cette croûte comparée à la croûte océanique. Certains magmas atteignent cependant la surface de la croûte continentale pour former des roches volcaniques extrusives. Du fait de la forte densité de la

croûte océanique ( $\sim 2.9 \text{ g.cm}^{-3}$ ) plus proche de celle du manteau supérieur ( $\sim 3.3 \text{ g.cm}^{-3}$ ) que celle de la croûte continentale ( $\sim 2.6 \text{ g.cm}^{-3}$ ), les magmas en migration ont plus de facilité à atteindre la surface des croûtes océanique et former du volcanisme.

Les roches basaltiques sont probablement les roches les plus communes à la surface des corps planétaires : elles composent les laves des coulées sur ces corps comme dans le cas de la Terre et de la Lune. Bien que les roches granitiques soient abondantes sur Terre, elles sont moins communes sur les autres planètes.

La densité des matériaux est dépendante de leur composition, mais aussi de la fraction de vide qu'ils possèdent. Des roches de même composition peuvent avoir des densités différentes en fonction de leur porosité et les magmas en migration seront aussi influencés par ce deuxième paramètre important.

### 5.3.2.2 Porosité de la croûte

Une fois que l'édifice volcanique commence à croître, les couches de sa surface sont composées d'un mélange de coulées de laves vésiculaires et de pyroclastes modifiés in-situ par le climat et l'activité de surface. Du fait de la faible pression atmosphérique martienne ( $\sim 6 \text{ mbars}$ ) qui induit un dégazage plus précoce et plus efficace dans les processus volcaniques (voir section suivante), il est supposé que ces deux types de dépôts volcaniques sont plus vésiculés que sur Terre. Lors de l'éruption, en dépit du fait que les premiers stades de dégazages près de la surface sont propices à la formation de pyroclastes plutôt que des coulées de laves sous, à peu près toutes les conditions, c'est la dernière étape de dégazage qui se fait à la pression atmosphérique qui va déterminer la porosité finale des matériaux déposés.

Les variations de la densité  $\rho(h)$  avec la profondeur  $h$  pour les provinces volcaniques basaltiques terrestres ont été obtenues à partir de mesures sismiques en Islande et à Hawaii [Hill, 1969 ; Gudmundsson, 1987], et peuvent être modélisées en utilisant une fonction densité continue, dérivée à partir de l'hypothèse que la compaction des espaces vides est causée par la pression uniquement. Cette expression suppose une décroissance exponentielle de la fraction de vide  $V(P)$  avec l'augmentation de la pression  $P$  :

$$V = V_0 e^{(-\lambda P)} \quad (5.1)$$

où  $V_0$  est la fraction d'espace vide à la surface et  $\lambda$  une constante dépendante du matériau et estimée à  $\sim 1.18 \times 10^{-8} \text{ Pa}^{-1}$  pour les basaltes [Head et Wilson, 1992].

Si  $\rho_\infty$  est la densité des matériaux de la croûte dans son état le plus compacté  $\sim 2.9 \text{ g.cm}^{-3}$ , la définition de la densité et de la porosité deviennent :

$$\rho(V) = \rho_\infty (1 - V) \quad (5.2)$$

La densité de surface est alors exprimée comme suit :

$$\rho_{surf} = \rho_{\infty}(1 - V_o) \quad (5.3)$$

En combinant les équations (1), (2) et (3), et en considérant que une augmentation  $dP$  de la pression  $P$ , due à une augmentation  $dh$  de la profondeur  $h$ , est donnée par  $dP = \rho g dh$ , on obtient l'expression de la densité en fonction de la profondeur :

$$\rho(h) = \rho_{\infty} / [1 + V_o / (1 - V_o) \exp(-\lambda \rho_{\infty} g h)] \quad (5.4)$$

Cette équation est représentée dans la figure 5.7 pour le cas de la Terre, de Venus, et de Mars, en considérant que les matériaux de la croûte totalement compactés ont une densité de  $\sim 2.9 \text{ g.cm}^{-3}$ , et quelques valeurs sont listées dans le tableau 5.1. La comparaison de la répartition en profondeur d'une même densité en fonction de la porosité de surface de la croûte terrestre, martienne et vénusienne montre que pour une même porosité de surface, la Terre et Venus auront à peu près la même densité à la même profondeur. La raison en est que dans cette fonction, la compaction de la porosité dépend de la gravité qui, sur Venus est proche de celle de la Terre ( $\sim 8.8 \text{ m.s}^{-2}$ ). Pour la même porosité de surface sur Mars, la profondeur à laquelle trouver cette densité de la croûte sera plus de 2 fois plus importante. Pour les magmas migrant vers la surface, cela signifie que des faibles densités de l'encaissant susceptibles de favoriser la formation de chambres magmatiques seront rencontrées plus profondément sur Mars que dans le cas terrestre ou vénusien.

Profondeur km	Terre	Mars					Venus		
	$V_o = 0.24$	0.25	0.325	0.5	0.75	0.125	0.15	0.2	0.25
0	2200	2175	1958	1450	725	2538	2465	2320	2175
1	2364	2244	2039	1545	798	<b>2623</b>	<b>2566</b>	2448	2327
2	2496	2308	2116	1639	875	2691	<b>2646</b>	2552	2454
3	<b>2600</b>	2367	2189	1732	957	2742	2708	<b>2635</b>	<b>2557</b>
4	2680	2422	2257	1822	1042	2782	2756	2700	<b>2639</b>
5	2739	2472	2320	1909	1130	2812	2792	2749	2703
8	2840	<b>2597</b>	2481	2148	1408	2864	2856	2837	2817
11	2878	2688	<b>2604</b>	2345	1688	2885	2882	2875	2866
17	2897	2800	2757	<b>2618</b>	2182	2898	2897	2896	2894
20	2899	2831	2802	2704	2372	2899	2899	2898	2898
25	2900	2863	2847	2792	<b>2598</b>	2900	2900	2900	2900

TAB. 5.1 – Variations de la densité des roches de la lithosphère peu profonde sur Terre, Mars et Venus à partir de la porosité à la surface ( $V_o$ ) et d'une valeur de  $\rho_{\infty} = 2900 \text{ kg.m}^{-3}$  pour la densité des roches intégralement compactées [Wilson and Head, 1994]. Les caractères gras dénotent les valeurs proches de  $2.6 \text{ g.cm}^{-3}$ , la densité supposée des fluides situés dans une chambre magmatique.

Les valeurs de densité pour des matériaux de la croûte complètement compactés se situent autour de  $\sim 2.9 \text{ g.cm}^{-3}$ . Cette valeur correspond à une roche non vésiculée, formée

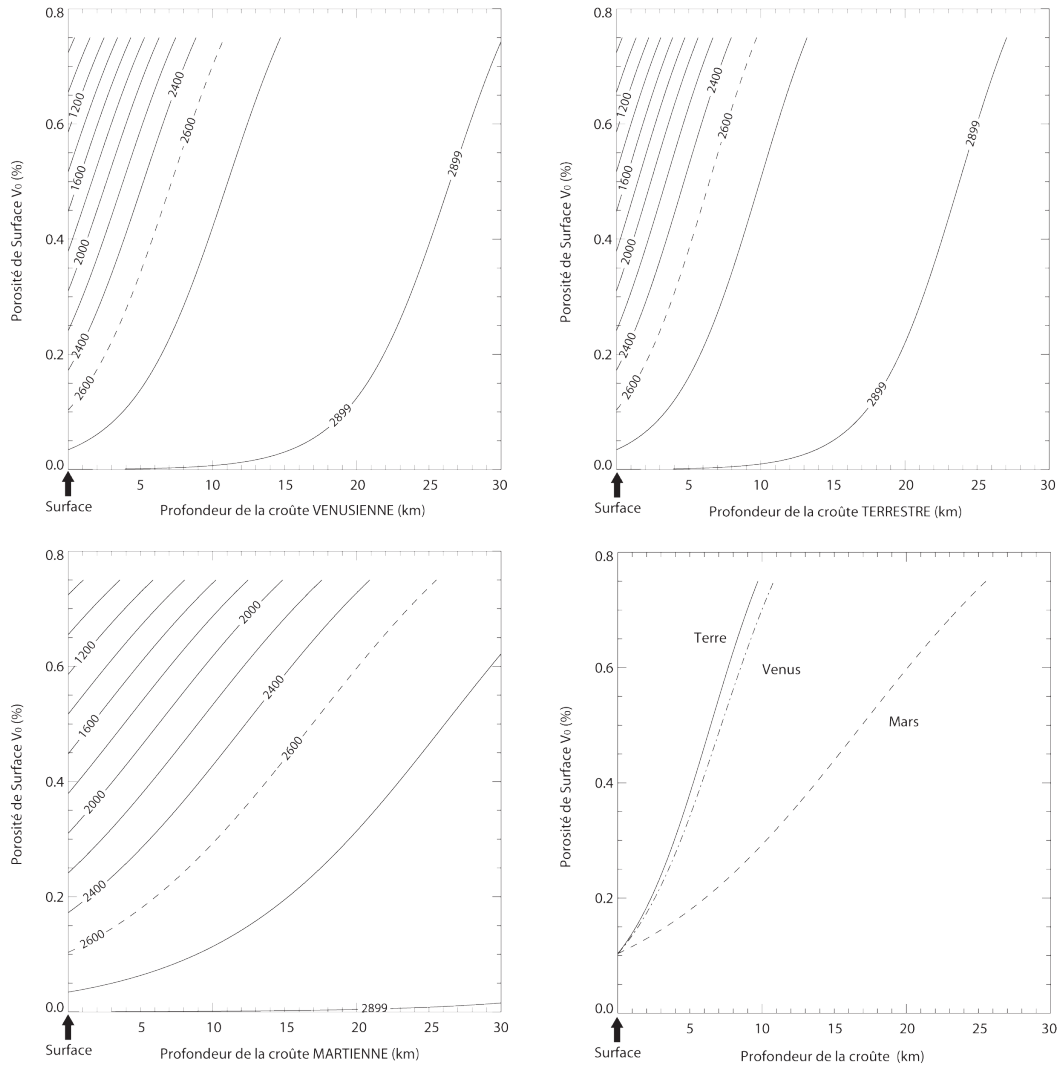


FIG. 5.7 – Ces graphiques ont pour but de déterminer la profondeur de la NBZ et donc des chambres magmatiques sur Mars, la Terre et Venus. Ils représentent les profils de densité de la croûte en fonction de la porosité de surface, et en considérant une densité de  $\sim 2.9 \text{ g.cm}^{-3}$  pour une compaction maximale. Pour chaque planète, plusieurs isodensités sont représentées en lignes pleines, et l'isodensité  $\sim 2600 \text{ g.cm}^{-3}$ , correspondant à la densité supposée des matériaux magmatiques des chambres magmatiques, et donc de la NBZ, est représentée en tirets. En fonction de la porosité de surface, on peut donc, par l'intermédiaire de cette isodensité  $\sim 2.6 \text{ g.cm}^{-3}$  déduire la profondeur supposée des chambres magmatiques pour chaque planète. Le graphique en bas à droite compare les isodensités  $\sim 2.6 \text{ g.cm}^{-3}$  des croûtes terrestre, martienne et vénusienne. En raison de la plus faible gravité de Mars, la compaction des milieux poreux sera moindre que sur Terre à profondeur identique, et, en supposant une même porosité de surface sur chaque planète, des densités plus faibles que sur Terre ou Venus seront rencontrées à plus grande profondeur. Par exemple, une porosité de surface de 0.5% entraînera des densités de  $\sim 2.6 \text{ g.cm}^{-3}$  à une profondeur de 6 km sur Terre, 7 km sur Venus, et 17 km sur Mars. C'est probablement à ces profondeurs que se formeraient les chambres magmatiques. D'après *Wilson et Head*, [1994].



à partir d'un magma de même composition et de densité  $\sim 2.6 \text{ g.cm}^{-3}$ , telles que les roches basaltiques typiques. Les analyses de la surface martienne sont généralement interprétées comme étant de composition basaltique, ce qui correspondrait à des valeurs de  $\rho_{\infty}=2900 \text{ kg.m}^{-3}$  pour des magmas de  $\sim 2.6 \text{ g.cm}^{-3}$ .

Les valeurs moyennes terrestres de porosité de surface, déterminées à partir des données sismiques, se situent autour de  $V_o = 0.24$ , et conduisent à une densité de surface  $\sim 2.2 \text{ g.cm}^{-3}$ . Dans le cas de Mars, la faible pression atmosphérique tend à augmenter la présence de vésicules dans le magma et la formation de pyroclastes de petite taille [Wilson *et al.*, 1982]. Pour cette raison, il est envisagé un vaste domaine de porosité pour la surface martienne, entre 0.25 et 0.75% avec une valeur la plus probable autour de  $\sim 0.325\%$ . Les estimations correspondantes de profondeurs des chambres magmatiques situées au niveau de la NBZ sur Terre, Mars et Venus, en fonction de ces paramètres, sont présentées dans le tableau 5.2.

	Terre	Mars	Venus
<b>Fraction de vide en surface, <math>V_o</math></b>	0.24	0.325	0.15
<b>Profondeur du centre de la chambre, km</b>	3	11	1.4
<b>Profondeur du centre de la chambre basée sur une échelle gravimétrique, km</b>	3	7.7	2.7

TAB. 5.2 – Meilleures estimations de la porosité de surface,  $V_o$ , sur Terre, Mars et Venus, ainsi que la profondeur, pour chacune de ces planètes, des chambres magmatiques résidant au niveau de l'équilibre des densités (NBZ) lorsque la densité des magmas qu'elles contiennent est de  $2.6 \text{ g.m}^{-3}$ .

Le résultat de ces différences dans la distribution de la densité dans la lithosphère des planètes, qui dépend de la gravité et faiblement de la pression atmosphérique, montre que les réservoirs magmatiques sont supposés être plus profonds sur Mars que sur Terre d'un facteur de 4 environ.

**Une bonne illustration de ce que la densité implique** La croûte lunaire est composée d'une épaisse couche d'anorthosites, roche magmatique formée à plus de 80% de plagioclases de faible densité. Cette croûte de faible densité représente un obstacle naturel pour la migration des magmas vers la surface dans le cas où cette migration est uniquement contrainte par des contrastes de densité. Les magmas forment des chambres magmatiques au niveau de la NBZ, qui sur la Lune se trouve à  $\sim 60 \text{ km}$  de profondeur. Il existe un faible nombre de chambres magmatiques à faible profondeur sur la Lune, et c'est la raison pour laquelle aucun bouclier volcanique majeur n'est trouvé à sa surface [Head *et Wilson*, 1992]. Comme illustré dans la Figure 5.8, seuls les larges bassins d'impacts météoriques permettent l'ascension des magmas jusqu'à la surface en excavant la croûte sur plusieurs kilomètres à dizaines de kilomètres de profondeur, ce qui permet aux

magmas de se répandre dans ces dépressions bien après l'impact et de former les 'Mers basaltiques lunaires'.

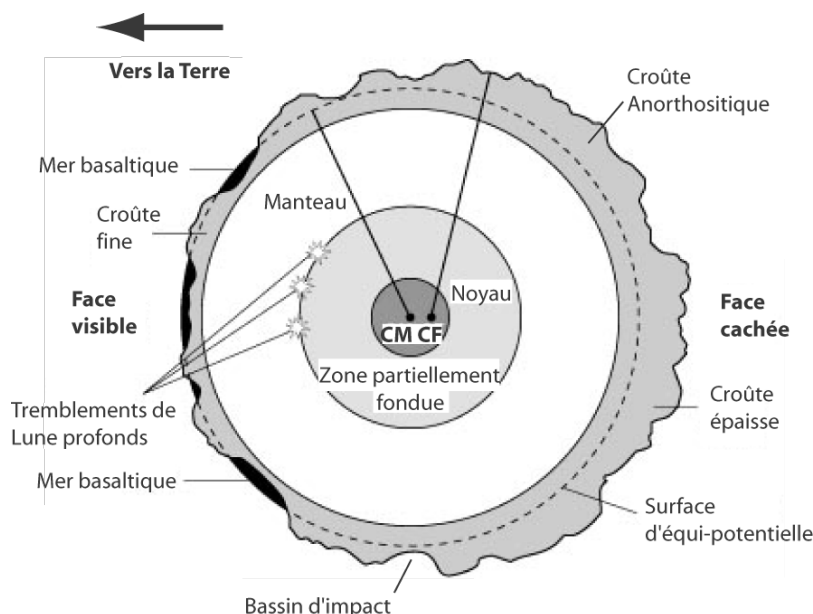


FIG. 5.8 – Coupe schématique de la Lune. La croûte de la Lune est plus fine sur la face visible depuis la Terre, et plus épaisse sur la face cachée. Des fractures dans la croûte fine ont permis aux magmas d'atteindre la surface sur la face visible où les Mers basaltiques sombres sont concentrées. Le centre de masse (CM) de la Lune est décalé de 2000 m de son centre géométrique (CF), de sorte que la surface d'équipotentielle se situe plus proche de la surface lunaire sur l'hémisphère qui fait face à la Terre. Par conséquent, les magmas originaires de profondeurs équipotentielles auront plus de difficultés à atteindre la surface au niveau de la face cachée.

### 5.3.3 Volcanisme explosif ou effusif : un problème d'éléments volatils

A grande profondeur dans la croûte, la forte pression dissout les éléments gazeux dans le liquide. Lors de l'ascension vers la surface des magmas, la diminution de pression avec la profondeur provoque la formation de bulles de gaz et leur expansion. Ce faisant, il peuvent alors représenter une fraction volumique importante du magma, et perturber sa migration vers la surface. Il existe deux étapes importantes dans l'évolution des gaz d'un magma en ascension : la nucléation et la fragmentation. La profondeur de nucléation est la profondeur à laquelle les bulles de gaz vont commencer à se former dans le magma, et la profondeur de fragmentation est la profondeur à partir de laquelle les gaz vont composer plus de  $\sim 75\%$  de son volume (limite approximative). A partir de ce seuil, les gaz vont fragmenter le magma en particules et générer un volcanisme avec de grands volumes de gaz et donc principalement explosif.

Pour comparer ces profondeurs sur Terre et sur Mars, il faut connaître les proportions d'éléments volatils dans les magmas ainsi que leurs solubilités. Deux composés peuvent potentiellement former des bulles de gaz en grandes quantités, le  $\text{CO}_2$  et le  $\text{H}_2\text{O}$ .

**Solubilité du  $\text{CO}_2$**  La fraction massique du  $\text{CO}_2$  ( $n_c$ ) dans le magma s'exprime en fonction de la pression ( $P$ ) dans le magma et de deux constantes,  $K_c \sim 6 \times 10^{-12}$  et  $J_c \sim 3.4 \times 10^{-6}$  [Head et Wislon, 1992] :

$$n_c = J_c + K_c P \quad (5.5)$$

Pour une pression du magma de 3.3 MPa, la fraction massique de  $\text{CO}_2$  présente dans le magma sera égale à 0.002% (Figure 5.9).

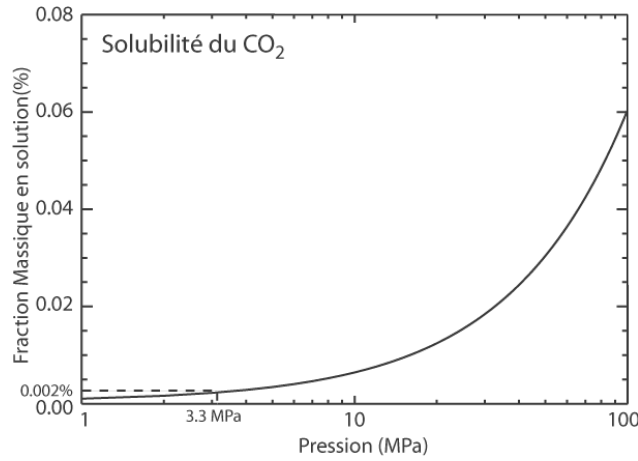


FIG. 5.9 – Solubilité du dioxyde de carbone en fonction de la pression dans le magma. Si le  $\text{CO}_2$  représente 0.002% de la masse totale, il faut que la pression dans le magma soit de 3.3 MPa pour que tout le  $\text{CO}_2$  soit dissout dans le magma. En dessous de cette pression, des bulles de  $\text{CO}_2$  commencent à se former.

**Solubilité de  $\text{H}_2\text{O}$**  La fraction massique de l'eau dans le magma ( $n_w$ ) peut s'exprimer en fonction de la pression ( $P$ ) dans le magma, et d'une constante  $K_w \sim 6.8 \times 10^{-8}$  [Head et Wislon, 1992] :

$$n_w = K_w P^{0.7} \quad (5.6)$$

Typiquement, pour une quantité d'eau de 0.25% dissoute dans le magma, la pression dans le magma sera de 3.3 MPa (Figure 5.10).

La solubilité du  $\text{CO}_2$  (Figure 5.9) est moindre que celle de  $\text{H}_2\text{O}$  (Figure 5.10), de deux ordres de grandeur, dans tous les mélanges silicatés [Mysen, 1977]. De fait, le  $\text{CO}_2$ , comme tout autre élément volatil de faible solubilité, sera très certainement dégazé de

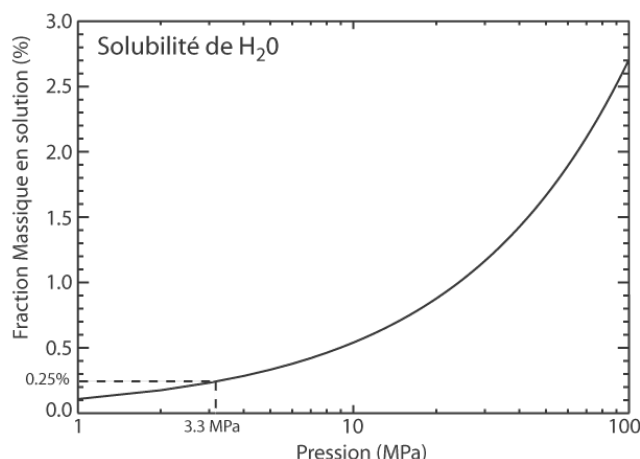


FIG. 5.10 – Solubilité de l'eau en fonction de la pression dans le magma. Si l'eau représente 0.25% de la masse totale, il faut que la pression dans le magma soit de 3.3 MPa pour que toute l'eau soit dissoute dans le magma. En dessous de cette pression, des bulles de  $H_2O$  commencent à se former.

n'importe quel magma martien ayant résidé pendant des périodes de temps significatives en profondeur dans la lithosphère.  $H_2O$  est donc le gaz contrôlant la quantité de bulles de gaz dans le magma.

Le tableau 5.3 montre que la combinaison de la faible gravité et de la faible pression atmosphérique implique des profondeurs de nucléation et de fragmentation plus importantes sur Mars que sur Terre. Un magma qui érupte ne peut pas contenir une certaine quantité d'éléments volatils à moins que la profondeur à laquelle a résidé le magma récemment soit plus importante que la profondeur de nucléation qui correspond à cette quantité d'éléments volatils.

L'exemple de Mars montre une faible gravité ( $3.73\text{m/s}^2$  contre  $9.8\text{m/s}^2$  sur Terre) alliée à une faible pression atmosphérique ( $6 \times 10^{-3}\text{bar}$  contre  $1\text{bar}$  sur Terre) ce qui a pour conséquence des niveaux de nucléation et de fragmentation plus profonds que sur Terre, et des implications sur les types de volcanismes, explosifs en particulier qui impliquent majoritairement  $H_2O$ . Lors de l'éruption d'un magma contenant suffisamment d'éléments volatils pour se fragmenter en pyroclaste quelques mètres sous la surface ( $\sim 0.1\text{ wt\%}$  sur Mars et  $\sim 0.3\text{ wt\%}$  sur Terre), l'énergie cinétique produite par l'expansion des gaz provoque une vitesse de sortie des gaz et des pyroclastes de plusieurs dizaines de mètres par seconde [Wilson, 1980], et une explosion peut se produire.

D'autres facteurs influent cependant sur la nature fluide de l'éruption et l'activité explosive. Ces processus physiques importants qui se déroulent autour des sources volcaniques sur Mars et la façon selon laquelle leur importance relative peut résulter en une large variété de styles d'éruption sont montrés dans la Figure 5.12. Le style des éruptions explosives relativement stables est déterminé par une combinaison de la distribution de

Contenu Total en Volatils wt%	Profondeurs de Nucleation, m			Profondeurs de Fragmentation, m		
	H <sub>2</sub> O dans les Basaltes	H <sub>2</sub> O dans les Rhyolites	CO <sub>2</sub> dans les deux	H <sub>2</sub> O dans les Basaltes	H <sub>2</sub> O dans les Rhyolites	CO <sub>2</sub> dans les deux
5	8200	5000	TERRE	678	546	336
3	3400	1800		387	287	196
1	815	200		116	65	62
0.3	140	15		28	7	23
0.1	27	...		6	...	3
0.03	2	...	440	...	...	...
MARS						
5	21,000	13,000	196,000	1800	1460	901
3	10,000	4800	118,000	1000	771	713
1	2100	530	39,000	318	181	173
0.3	380	48	12,000	83	29	51
0.1	80	5	4000	24	4	17
0.03	14	0.4	1200	6	0.3	5

TAB. 5.3 – Profondeurs de nucléation des bulles de gaz et de fragmentation du magma sur Mars et sur Terre en fonction de la quantité totale d'éléments volatils dans le magma pour 3 combinaisons différentes (Magma)/(éléments volatils) [Wilson and Head, 1994].

taille des clastes éruptés et de la fraction massique des éléments volatils dégazés au court de l'éruption. Les fontaines de laves Hawaïennes se forment lorsque la fragmentation sépare très rapidement le gaz des pyroclastes. Les éruptions Pliniennes se déclenchent lorsque la fragmentation transforme le magma en particules tellement fines qu'elles ne peuvent pas se séparer des gaz, par lesquels elles sont emportées dans l'atmosphère en nuage de cendres. Les magmas de compositions plus acides sont plus visqueux, et forment des dômes solides sous lesquels les gaz sont piégés. De plus la lente migration de ces magmas autorise généralement l'exsolution de tous les gaz dissous. La pression augmente de façon importante par rapport à la pression hydrostatique environnante, jusqu'à ce qu'une faiblesse dans la structure du dôme provoque une décompression de la poche de gaz et de sa matrice liquide en même temps que l'expansion d'une onde de choc dans le magma [Eichelberger et Hayes, 1982] conduisant à une éruption peléenne. Les éruptions vulcaniennes sont la conséquence de l'interaction du magma avec des couches d'eau ou de glace en sub-surface. Ces éruptions diffèrent des éruptions peléennes par la présence de plus gros fragments dans les éjectas. Ces éruptions sont les plus à même de se produire sur Mars étant donné la présence importante de glace dans le sous-sol [Squyres et al., 1992].

Un troisième mécanisme implique des explosions de moindre ampleur, lorsque une coulée de lave se met en place sur un sol riche en eau ou en éléments volatils. La chaleur de la coulée vaporise les éléments volatils pour créer une couche de gaz compressé piégée sous la coulée. La pression va augmenter jusqu'à, au moins, compenser le poids de la coulée qui la recouvre, et l'explosion qui va résulter va produire un pseudo cratère sur la coulée [Thorarinsson, 1953]. De même que les éruptions Vulcaniennes, ce mécanisme devrait être aussi commun sur Mars que sur Terre étant données les concentrations en eau et glace du sous-sol martien. Les quelques morphologies susceptibles d'être des candidats au phréato-magmatisme [Chapman et Smellie, 2002] martien se trouvent dans la région du pôle sud [Ghatan et Head, 2002], et dans diverses plaines de Lowlands, comme Isidis Planitia ou Cerberus qui présentent des cônes en lignes et dont l'interprétation en tant que lentilles de glaces (Pingo) [Burr, 2005] ou que pseudo cratères [Lanagan, 2001] est toujours débattue (Figure 5.11).

Pour la même quantité d'éléments volatils, la profondeur de nucléation est plus importante sur Mars que sur Terre. Cela implique qu'une même situation peut générer un volcanisme explosif sur Terre, mais pas sur Mars car si la fragmentation se fait trop profondément dans la croûte, la soudaine expansion des gaz est compensée par la pression lithostatique et les gaz continuent leur migration vers la surface sans provoquer d'explosions. Cependant, le volcanisme explosif est possible sur Mars avec des concentrations en éléments volatils plus faibles que sur Terre. De fait, malgré la faible gravité, si les magmas émis les plus fréquemment à la surface des planètes ont des faibles concentrations en éléments volatils, le volcanisme explosif devrait être plus fréquent sur Mars. Le volcanisme martien devrait donc être principalement explosif si l'on considère de plus cette observa-

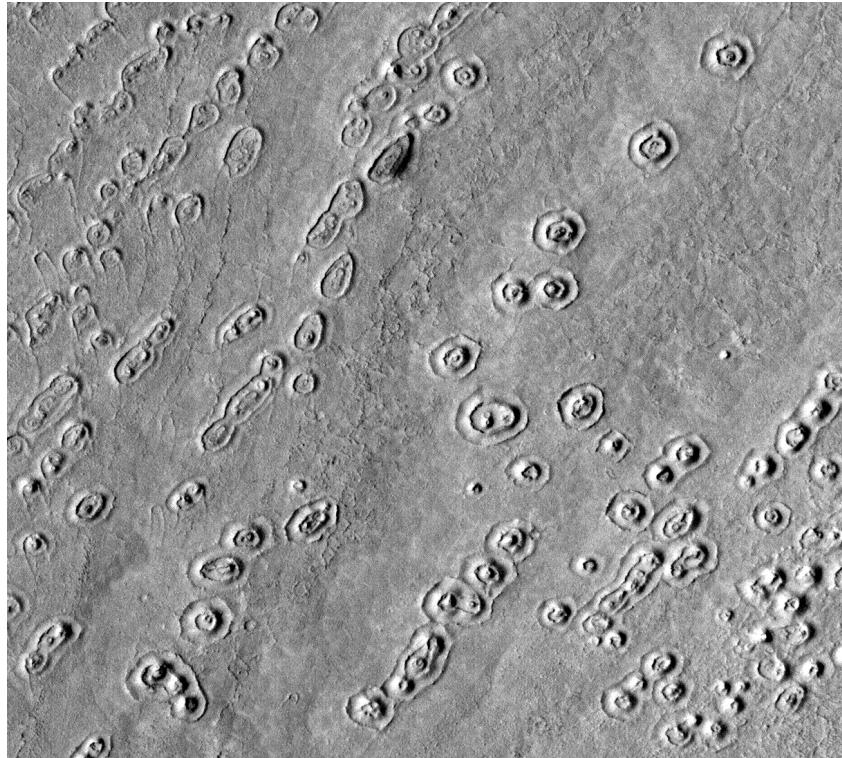


FIG. 5.11 – Cônes alignés dans la région de Cerberus candidats potentiels au phréatomagmatisme. Diverses hypothèses sont toujours débattues à propos de leur mode de formation dont les deux principales sont : (1) des cônes de cendres résultant de l'explosion de poches de vapeurs lorsque une coulée de lave s'écoule sur un substratum riche en éléments volatils ; (2) des lentilles de glaces ou Pingos craquèlent la surface. La largeur de l'image équivaut à 2 km.

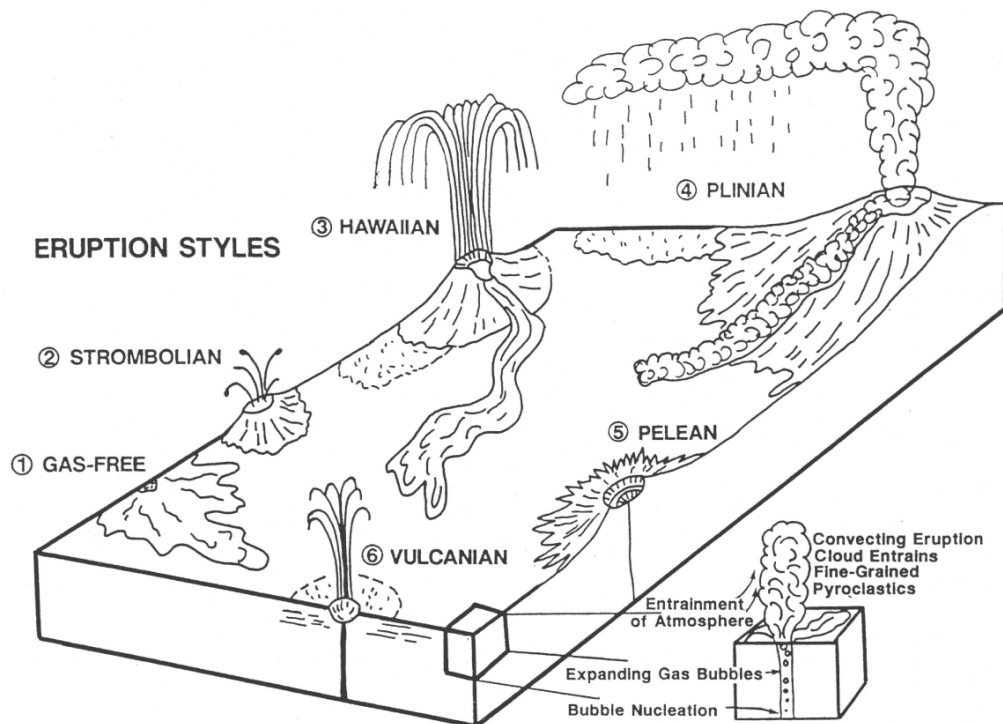


FIG. 5.12 – Variétés des styles d'éruptions sur Terre que l'on peut utiliser pour la description du volcanisme martien : (1) 'Gaz free' correspond à des coulées de laves effusives sans gaz, et donc sans phénomène explosif. (2) Le volcanisme Strombolien est un événement explosif et effusif au cours duquel le magma voit alternativement sa vitesse augmenter, autorisant de façon intermittente, la formation de grosses bulles de gaz. (3) le volcanisme Hawaïen est composé de larges pyroclastes et de coulées de laves rapidement séparées du gaz. (4) Les éruptions Pliniennes développent de petits pyroclastes qui forment des nuages d'ignimbrites en fonction de la densité du mélange (pyroclastique, gaz, gaz atmosphériques). (5) Les éruptions Peléennes ont des compositions de magmas allant de acide (riche en silice) à intermédiaire. Le gaz peut être piégé dans la lave refroidissant de façon désordonnée. (6) Le volcanisme Vulcanien résulte d'interactions de type eau-magma et glace-magma. Sur Mars, c'est ce dernier volcanisme qui est le plus susceptible de se produire en raison de la proportion de glace présente dans le sol martien. D'après *Wilson et Head*, [1994]



tion avec la présence de glace dans le sous-sol. La question se pose alors de savoir quel est le pourcentage des édifices volcaniques martiens concernés par ces mécanismes, et quelle est la fréquence dans le temps de ces explosions.

## 5.4 Morphologies des effusions volcaniques

Après s'être intéressé à l'ascension du magma, cette section présente les différentes morphologies qui résultent d'une éruption volcanique effusive en surface et les paramètres qui en dépendent. La première partie propose une explication de la différence morphologique entre les édifices terrestres et martiens. La seconde partie présente les facteurs contrôlant la rhéologie des laves. La troisième partie présente les différentes approches permettant de relier la morphologie des laves à la rhéologie afin d'en discuter la composition.

### 5.4.1 Taille des édifices

Les provinces de Tharsis et d'Elysium sont caractérisées par des édifices volcaniques dont la morphologie est fortement semblable à celle des grands volcans boucliers basaltiques terrestres, comme les édifices de Hawaii en particulier [Carr, 1973]. Les édifices martiens sont cependant plus de deux fois plus imposants que le Monna Loa, le plus gros des édifices volcaniques terrestres. Selon un modèle isostatique [Blasius, 1976], on définit la hauteur du volcan  $H_v$ , l'épaisseur  $H_c$  et la densité  $\rho_c$  de la croûte, l'épaisseur  $H_m$  et la densité  $\rho_m$  du manteau lithosphérique, on suppose que la colonne de matériaux chauds qui traversent la lithosphère et composent l'édifice volcanique en surface possède une densité constante de  $\rho_{mg}$  et on considère que le système est à l'équilibre (Figure 5.13) selon :

$$\rho_{mg} * (H_v + H_c + H_m) = \rho_c * H_c + \rho_m * H_m \quad (5.7)$$

La hauteur du volcan que supporte la lithosphère s'exprime donc selon :

$$H_v = H_m - H_c + \frac{\rho_c * H_c + \rho_m * H_m}{\rho_{mg}} \quad (5.8)$$

Les densités des magmas Hawaïiens sont très similaires aux densités moyennes de la croûte qu'ils traversent [Eaton et Murata, 1960 ; Vogt, 1974], ce qui permet de supposer que  $\rho_{mg} = \rho_c = 2.6 \text{ g.m}^{-3}$ . La hauteur du volcan s'exprime donc suivant :

$$H_v = \frac{(\rho_m - \rho_{mg}) * H_m}{\rho_{mg}} = \frac{H_m}{3} \quad (5.9)$$

La différence de taille entre les édifices martiens et terrestres s'explique donc par le fait que Mars possède une lithosphère plus épaisse que la Terre, et que la hauteur des

édifices supportés par cette plaque élastique est une fonction linéaire de cette épaisseur [Blasius, 1976]. Les édifices sont donc naturellement plus hauts sur Mars que sur Terre, d'un facteur 3 si l'on considère les valeurs d'épaisseur de lithosphère de  $\sim 100$  km pour la Terre et de  $\sim 300$  km pour Mars, ce qui correspond bien au rapport entre le plus haut volcan martien ( $\sim 23$  km) et le plus haut volcan terrestre ( $\sim 8$  km) (Figure 5.13).

Comme vu dans la première section, le flux thermique permet de contraindre l'épaisseur de la lithosphère. Les variations de flux thermique au cours du temps permettent de discuter l'évolution de l'épaisseur lithosphérique dans le temps sur Terre [Oxburgh, 1981]. La base de la lithosphère correspond à l'isotherme  $1300^\circ\text{C}$  ce qui implique qu'une lithosphère peu épaisse aurait un flux thermique en surface élevé, et ne pourrait pas supporter des édifices très lourds ou très hauts. Les volcans de tailles maximales seraient donc plus petits sur les planètes relativement chaudes à la lithosphère fine. À l'inverse, les grands édifices témoigneraient d'une lithosphère épaisse associée à un flux thermique de surface relativement faible. L'évolution du volcanisme martien montre que les anciens édifices plats se sont formés il y a plusieurs milliards d'années alors que la lithosphère était fine, et que la lithosphère s'est épaissie au cours du temps, permettant la croissance d'édifices plus imposants [McGovern, 2002, 2004]. Il n'y a cependant pas encore de mesure directe du flux thermique martien pour permettre de confirmer ces modèles.

## 5.4.2 Composition et rhéologie des laves

Lorsqu'un magma arrive en surface, il s'écoule à la surface en coulée de lave. Ces coulées de laves se forment soit à partir d'un magma pauvre en éléments volatils à partir de la source, soit par la fusion des particules incandescentes tombant d'une fontaine de lave. La différence principale étant que les laves issues de la fontaine seront systématiquement plus froides et plus visqueuses que celles directement issues de la source. Les coulées de laves sont considérées comme un fluide Newtonien visqueux dont la viscosité peut varier sur plus d'une douzaine d'ordres de grandeurs. La rhéologie d'une coulée de lave est contrôlée par trois facteurs clefs : (1) La composition chimique de la lave (concentration en  $\text{SiO}_2, \dots$ ). (2) La concentration en cristaux et leur taux de croissance. (3) La concentration en éléments volatils ( $\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2, \dots$ ).

### 5.4.2.1 Composition chimique

C'est la composition chimique d'un magma, qui la première, va influencer sur le comportement physique de la coulée de lave en surface. Parmi l'ensemble des éléments qui interviennent et interagissent, la silice joue un rôle majeur, comme le montrent les variations de viscosité en fonction de la concentration de cet élément dans la Figure 5.14, lorsque, dans le magma ou la coulée de lave liquide, cet élément forme de longues chaînes de molécules (polymérisation) de  $\text{SiO}_2$  qui s'opposent à l'écoulement libre de la coulée

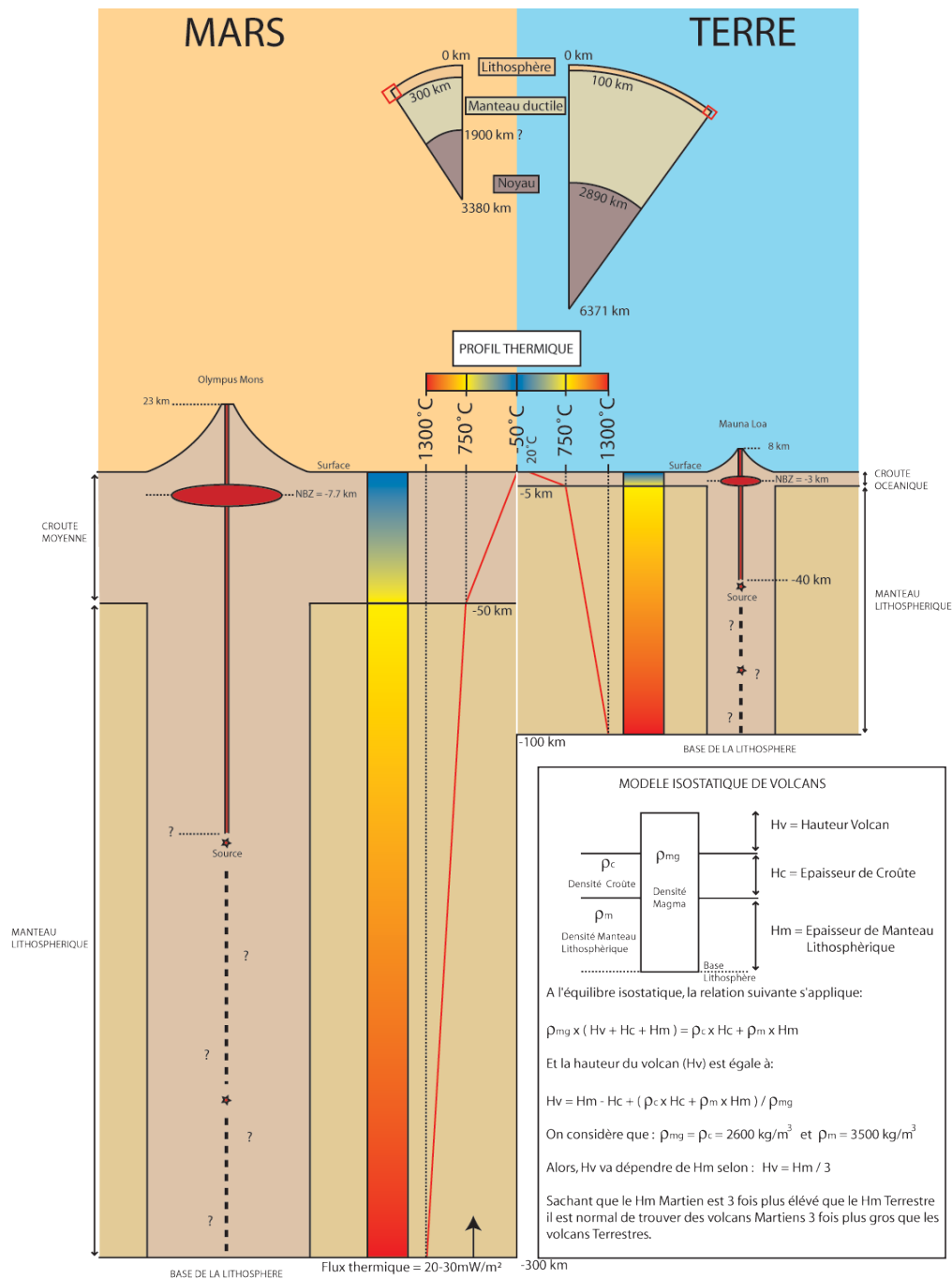


FIG. 5.13 – Comparatif de la structure de la lithosphère martienne et terrestre et implications pour la taille des édifices volcaniques sur Terre et sur Mars. Selon le modèle isostatique, la taille des édifices que peut supporter la lithosphère élastique est une fonction linéaire de son épaisseur [Blasius, 1976]. L'épaisseur de la lithosphère martienne étant 3 fois plus importante que celle de la lithosphère terrestre, la taille maximum des édifices martiens pourra donc être plus importante que sur Terre, en l'occurrence le rapport des édifices maximum terrestre (Mona Loa ~8 km) et martien (Olympus Mons ~23 km) est presque de 3, illustrant que ces édifices ont probablement atteint la taille maximum que peut supporter la lithosphère de leur planète en l'état actuel.

[Toplis, 1997, 2004]. Cependant, la présence d'eau dans le magma, et en particulier des radicaux libre -OH, casse les chaînes de polymères de la silice et diminue la viscosité. Le phosphore joue aussi un rôle important puisque sa présence retarde la formation des cristaux dans le magmas, et à donc tendance à diminuer la viscosité. Enfin, des hautes teneurs en magnésium font diminuer les proportions relatives de silice, et tendent à fluidiser les magmas.

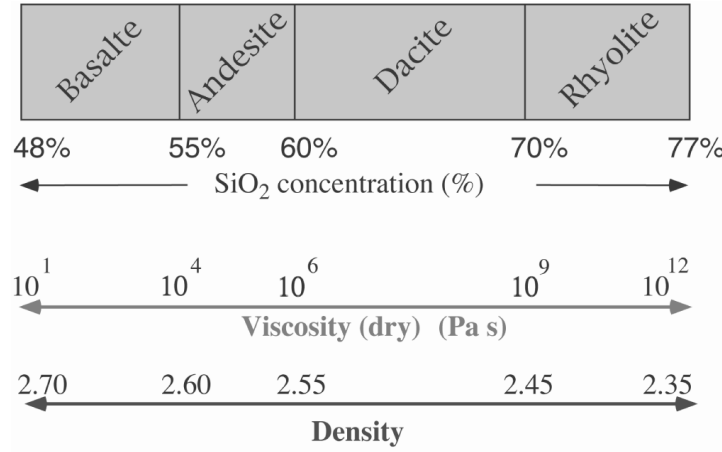


FIG. 5.14 – Pourcentage de SiO<sub>2</sub> de différentes roches volcaniques, et valeurs de leurs viscosités dans un cas anhydre. Pour une variation d'environ 30% de SiO<sub>2</sub>, la viscosité varie de 12 ordres de grandeurs.

#### 5.4.2.2 Concentration des cristaux

Au premier ordre, l'augmentation de la fraction non liquide ( $\phi$ ), cristalline dans ce cas, au sein d'un mélange liquide augmente la viscosité relative ( $\mu_r$ ), suivant [Spera, 2000] :

$$\mu_r = \mu_{Mélange} / \mu_{Liquide} = (1 - \phi / \phi_0)^{-5/2} \quad (5.10)$$

où  $\mu_{Mélange}$  est la viscosité du mélange liquide et solide,  $\mu_{Liquide}$  est la viscosité du liquide, et  $\phi_0$  est la fraction de compaction maximum du solide. Cette équation montre l'importance de la fraction volumique de solide et de la fraction de compaction maximum du solide, dans la réponse visqueuse que va donner le magma. Dans le détail, c'est à la fois la taille et les variations de forme de chaque cristal, ainsi que la structure globale du mélange, qui vont contrôler les propriétés rhéologiques des mélanges magmatiques multiphasés. Plus il y aura de cristaux, plus la viscosité va augmenter, induisant une évolution de la viscosité au cours de la mise en place d'une lave et ce qui rend la modélisation des processus difficile et limite les domaines d'application des approches analytiques.

### 5.4.2.3 Eléments volatils

Dans des mélanges liquides-gaz, la viscosité peut augmenter ou diminuer en fonction de la fraction de gaz suivant la vitesse de cisaillement du mélange, et donc suivant les gradients de sa vitesse d'écoulement. Par exemple, à des taux de cisaillement faibles, les bulles de gaz vont agir comme des inclusions indéformables et la viscosité ( $\mu$ ) va augmenter en même temps que la fraction non liquide ( $\phi$ ), gazeuse dans ce cas, tout comme si on augmentait la concentration de cristaux dans le mélange [Spera, 2000]. A l'inverse, un taux de cisaillement élevé va permettre aux bulles de gaz de se déformer et la viscosité du mélange va diminuer avec l'augmentation de la fraction de bulles. D'autres paramètres s'ajoutent encore dans le régime rhéo-dynamique responsable de la viscosité, comme le terme capillaire. Ce dernier prend en compte la viscosité du liquide, le taux de déformation, le rayon des bulles de gaz, et la tension de surface liquide-gaz. La viscosité relative peut varier d'un facteur 10 si la concentration de bulles augmente de 0 à 50% dans un régime où le terme capillaire est élevé. En résumé, il est important de considérer le régime dynamique lorsque l'on considère l'effet des bulles sur la viscosité du magma.

### 5.4.2.4 Evolution de la rhéologie au cours de sa mise en place

Le refroidissement de la base de la coulée de lave sur le substratum est contrôlé par la diffusivité thermique du substratum qui est globalement proche pour toutes les planètes silicatées [Hulme, 1982]. Le refroidissement de surface et l'épaisseur de la croûte froide sur la coulée de lave sont influencés par les propriétés de l'atmosphère, qui dans le cas martien semble être 100 fois moins efficace que l'atmosphère terrestre pour transporter la chaleur par convection. De fait, ce sont les pertes de chaleur par radiation qui dominent dans toutes les situations martiennes et il en résulte que, pour des mêmes compositions, suite à une éruption, les coulées de laves martiennes seront systématiquement  $\sim 40^\circ\text{C}$  plus chaudes que les coulées de laves terrestres [Wilson et Head, 1994].

### 5.4.3 Modèles de mise en place de coulées de laves

La modélisation des écoulements de lave est complexe, mais des approches analytiques ou empiriques simples permettent de comparer des effusions de différentes tailles dans des environnements différents et en fonction de leurs rhéologies.

Le nombre des paramètres qui influent sur la morphologie des coulées de lave est important et varié comme par exemple la composition, la température, la taille de la source, la pente ou la gravité. Il existe cependant des facteurs communs aux écoulements de laves des planètes qui permettent de modéliser ces écoulements.

### 5.4.3.1 Physique de Bingham

Un fluide Newtonien s'étale indéfiniment dans toutes les directions lorsqu'il est répandu sur une surface plane à l'inverse d'un fluide de Bingham qui s'arrêtera de couler lorsque les contraintes seront inférieures à un certain seuil pour s'immobiliser. Les mesures expérimentales de rhéologie des fluides silicatés montrent que ceux-ci n'ont pas un comportement Newtonien et possèdent une contrainte seuil. En effet, l'écoulement latéral d'une coulée de lave sur un plan incliné s'arrête en général assez rapidement alors que l'écoulement dans le sens de la pente se continue ce qui permet de conclure à un comportement rhéologique des effusions différent d'un fluide Newtonien. A des taux d'effusion relativement élevés, la plupart du déplacement de la lave se fait dans un chenal central endigué par des levées. L'épaisseur et la largeur de ces levées peuvent être caractérisées par la contrainte seuil. L'idée a alors été émise de modéliser ces écoulements non pas par un modèle non-Newtonien simple mais par un modèle de Bingham plastique caractérisé par sa contrainte seuil et sa viscosité plastique [Hulme, 1974]. Dans ce modèle, la contrainte cisailante au sol doit dépasser la contrainte seuil pour qu'il se produise une déformation, et donc un mouvement de la matière. Cette approximation simple suppose une rhéologie constante dans le temps et l'espace ce qui est critiquable, puisqu'en réalité, les paramètres physiques (température, viscosité, épaisseur,...) varient avec le temps et le long de la coulée. Cependant, avec ce modèle, à partir de la géométrie du chenal central et des levées d'une coulée chenalisée on peut déduire le produit de la viscosité plastique par le taux d'effusion.

**Méthode** La déformation ne se produit que si les contraintes dépassent un certain seuil (la contrainte seuil  $\sigma_s$ ) :

$$\sigma - \sigma_s = \eta \frac{\partial U}{\partial z} \quad (5.11)$$

Connaissant les paramètres rhéologiques d'un fluide, notre objectif est de chercher les paramètres géométriques de l'écoulement. Pour ce faire, nous allons prendre un fluide Newtonien simple, dans lequel la contrainte cisailante ( $\sigma$ ) va pouvoir être calculée, sachant que si c'était un fluide de Bingham, toutes les zones où l'on aurait une contrainte ( $\sigma$ ) < ( $\sigma_s$ ) seraient immobiles. La comparaison des contraintes et des ( $\sigma_s$ ) permettra de déterminer les éventuelles zones pour lesquelles l'écoulement s'arrête (Figures 5.15, 5.16).

L'écoulement de la surface libre d'un fluide de Bingham est approximée par un demi-écoulement Newtonien de Couette entre deux plaques, et, avec l'expression du champ de vitesse ( $U$ ), on en déduit la contrainte cisailante  $\sigma$  :

$$U(y, z) = \frac{1}{2\eta} \frac{\partial P}{\partial y} (z^2 - (2H)z) \quad (5.12)$$

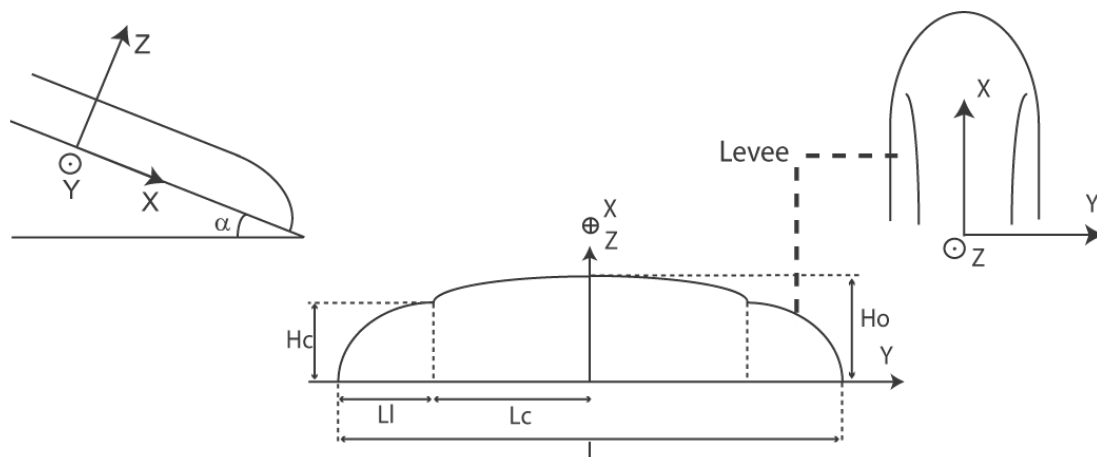


FIG. 5.15 – Schéma de la coulée au début de l'écoulement avec le repère. L'écoulement se fait dans le plan  $(x, y)$ , 'x' étant orienté suivant la ligne de plus grande pente.  $L$ =Largeur totale de la coulée,  $L_l$ =Largeur des levées,  $2L_c$ =Largeur de l'écoulement,  $H_c$ =Hauteur critique,  $H_o$ =épaisseur de la lave au centre de la coulée.

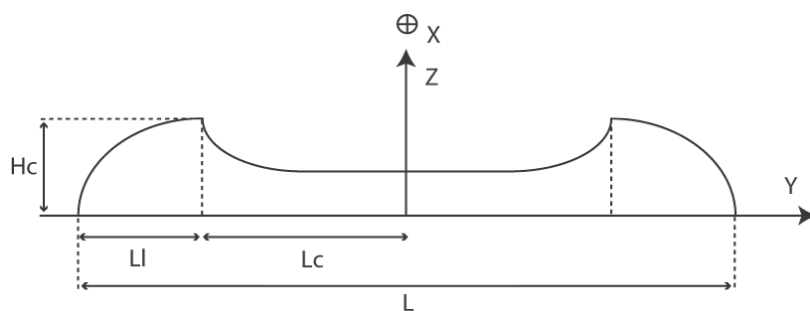


FIG. 5.16 – Morphologie de la coulée en fin d'écoulement, et paramètres géométriques disponibles.

$$\sigma = -\rho g H \frac{\partial H}{\partial z} \quad (5.13)$$

Bien que le problème d'une coulée de lave soit tridimensionnel, on le ramènera à deux problèmes bidimensionnels en considérant dans un premier temps l'étalement latéral (écoulement perpendiculaire à la pente (y,z)), puis l'écoulement le long de la pente (y,x).

**(1) Latéral** Dans ce cas, on peut imaginer le comportement d'un fluide de Bingham déposé sur une surface plane : il va s'écouler et fluer de toute part, tant que sa hauteur ( $\rho g H$ ) et/ou son gradient d'épaisseur ( $\frac{\partial H}{\partial z}$ ) le permettront. Lorsqu'il aura acquis son profil d'équilibre, la relation suivante s'appliquera partout [Hulme, 1974] :

$$\sigma_s = -\rho g H \frac{\partial H}{\partial y} \quad (5.14)$$

La résolution de cette équation différentielle amène l'équation du profil latéral de la coulée :

$$H^2 = \frac{2\sigma_s}{g\rho} \left( \frac{L}{2} - y \right) \quad (5.15)$$

Et donc l'épaisseur de lave au centre de la coulée ( $y = 0$ ) :

$$H_o^2 = \frac{L\sigma_s}{g\rho} \quad (5.16)$$

**(2) Frontal** Dans ce cas, on imagine le comportement d'un fluide déposé sur un plan incliné ( $\alpha$ ) : il va s'écouler suivant la ligne de plus grande pente, tant que cette dernière sera suffisamment grande. La pente critique (ou d'un ( $\alpha$ ) inférieur) pour laquelle l'écoulement s'arrête voit la relation suivante s'appliquer [Hulme, 1974] :

$$\sigma_s = \rho g \alpha H \quad (5.17)$$

Cette relation montre qu'il existe une hauteur critique ( $H_c$ ) en dessous de laquelle l'écoulement ne se fait plus :

$$H_c = \frac{\sigma_s}{\rho g \alpha} \quad (5.18)$$

Lorsque les coulées se déversent latéralement (suivant y), leur épaisseur diminue avec l'augmentation de la distance à l'origine (x). Quand cette hauteur est inférieure ou égale à  $H_c$ , l'écoulement ne se fait plus, et il se forme une 'levée', qui va encadrer l'écoulement frontal, selon (x).



La comparaison des équations (1.18) et (1.15), permet d'exprimer la largeur des levées ( $L_l$ ) en fonction de paramètres rhéologiques :

$$L_l = \frac{g\rho H_c^2}{2\sigma_s} = \frac{H_c}{2\alpha} \quad (5.19)$$

L'étude des coulées de Bingham entre deux plans parallèles, conduit à l'expression du flux par unité de largeur ( $Q$  [ $m^2/s$ ]) [Hulme, 1974] :

$$Q = \frac{\sigma_w h^2}{6\eta} \left[ 1 - \frac{3}{2} \left( \frac{\sigma_s}{\sigma_w} \right) + \frac{1}{2} \left( \frac{\sigma_s}{\sigma_w} \right)^3 \right] \quad (5.20)$$

De l'équation de la contrainte latérale,  $\sigma_w = \frac{Gh}{2}$ , on exprime l'écartement des deux plans ( $h$ ), et on le remplace dans l'équation (20) :

$$\frac{3}{2} Q \eta \frac{G^2}{\sigma_s^3} = \left( \frac{\sigma_w}{\sigma_s} \right)^3 - \frac{3}{2} \left( \frac{\sigma_w}{\sigma_s} \right)^2 + \frac{1}{2} \quad (5.21)$$

Cette équation est de la forme ( $\mathcal{F} = f(Y)$ ) où ( $Y$ ) est un paramètre sans dimension.

La largeur des coulées est très supérieure à leur épaisseur, on peut alors remplacer le profil vertical de vitesse par une approximation donnée par le demi profil vertical pour un écoulement entre deux plans parallèles (cf figure 5.17).

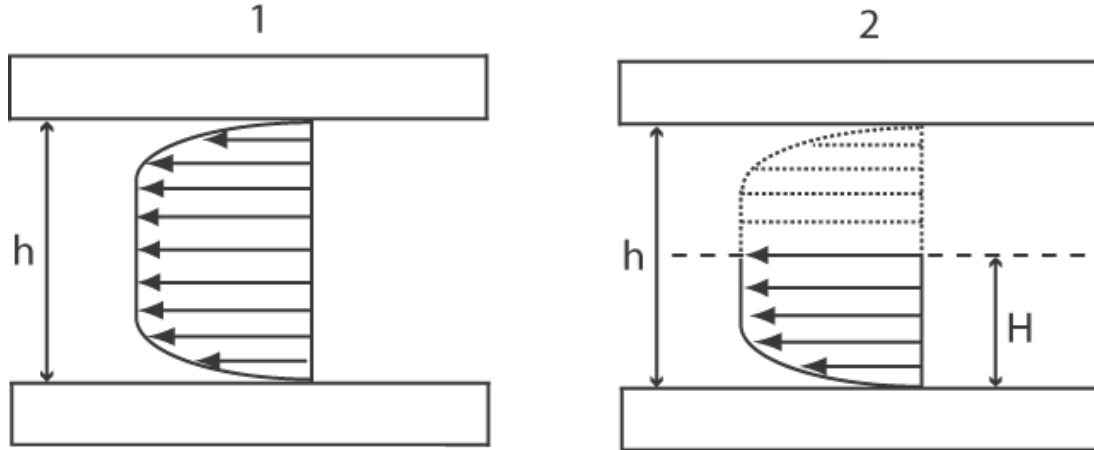


FIG. 5.17 – Profil de vitesse d'une coulée a) de Bingham entre deux plan, b) de lave a l'air libre

On remplace donc l'écartement des plans ( $h$ ), par la hauteur de deux coulées ( $2H$ ) dans l'équation (5.20), et on divise le flux obtenu par deux pour avoir l'expression du flux d'une seule coulée.

$$Q = \frac{H^2}{3\eta} \sigma_w \left[ 1 - \frac{3}{2} \left( \frac{\sigma_s}{\sigma_w} \right) + \frac{1}{2} \left( \frac{\sigma_s}{\sigma_w} \right)^3 \right] \quad (5.22)$$

Avec  $\sigma_s = H_c g \rho \alpha$  et  $\sigma_w = H g \rho \alpha$ , on s'affranchit des contraintes :

$$Q = \frac{H_c^3 g \rho \alpha}{3\eta} \left[ \frac{1}{2} - \frac{3}{2} \left( \frac{H}{H_c} \right)^2 + \left( \frac{H}{H_c} \right)^3 \right] \quad (5.23)$$

Pour obtenir le flux  $[m^3/s]$  sur toute la largeur, on intègre sur 'y' entre '0' et ' $L_c$ ' :

$$F = 2 \int_0^{L_c} Q \cdot dy \Rightarrow F = \frac{2}{3} \frac{g \rho \alpha}{\eta} H_c^3 \int_0^{L_c} \left[ \frac{1}{2} - \frac{3}{2} \left( \frac{H}{H_c} \right)^2 + \left( \frac{H}{H_c} \right)^3 \right] \cdot dy \quad (5.24)$$

Expression du flux ( $F$ ) sur toute la largeur (donc suivant l'axe y) de la coulée ( $L_c$ ), sans les levées qui sont immobiles :

$$F = \frac{g \rho H_c^4}{\eta} \left[ \frac{2}{15} \left( \frac{H_0}{H_c} \right)^5 - \frac{1}{4} \left( \frac{H_0}{H_c} \right)^4 + \frac{1}{6} \left( \frac{H_0}{H_c} \right)^2 - \frac{1}{20} \right] \quad (5.25)$$

On fait alors intervenir le  $\mathcal{F} = f(Y)$  et avec l'équation (5.15) on pose :

$$\mathcal{F} = \frac{F \eta}{g \rho H_c^4} = F \eta (g \rho)^3 \left( \frac{\alpha}{\sigma_s} \right)^4 \quad (5.26)$$

Il vient ensuite, sachant que ( $H_c = \frac{\sigma_s}{g \rho \alpha}$ ), que ( $H_0^2 = \frac{\sigma_s L}{g \rho}$ ) et que ( $L_l = \frac{\sigma_s}{2 g \rho \alpha^2}$ ) :

$$Y = \frac{H_0}{H_c} = \frac{g \rho \alpha H_0}{\sigma_s} = \left( \frac{g \rho \alpha^2}{\sigma_s} \right)^{\frac{1}{2}} L^{\frac{1}{2}} = \sqrt{\frac{L}{2 L_l}} \quad (5.27)$$

$$Y^2 = W = \frac{L}{2 L_l} \quad (5.28)$$

$$\mathcal{F} = \frac{2}{15} W^{5/2} - \frac{1}{4} W^2 + \frac{1}{6} W - \frac{1}{20} \quad (5.29)$$

Nous avons donc obtenu l'expression de ( $\mathcal{F}$ ) qui dépend dans l'expression (5.29) de la largeur de la coulée et de la largeur des levées, et qui dépend dans l'expression (5.26), du flux et de la viscosité.

La mesure de paramètres géométriques permet donc d'accéder à une valeur de ( $F * \eta$ ).

**Equations** A partir de données topographiques et de l'analyse des photographies, nous pouvons mesurer les caractéristiques des coulées : largeur totale, la largeur et la hauteur de leurs levées. Avec ces trois valeurs, nous pouvons calculer de diverses manières la contrainte seuil avec les équations suivantes. Ignorant la hauteur au centre de la coulée ( $H_o$ ), l'équation 5.31 ne pourra être utilisée que dans le cas d'une approximation minimale de la hauteur du centre de la coulée par la hauteur des levées :

$$\sigma_s = \rho g \alpha H_c \quad (5.30)$$

$$\sigma_s = \rho g \frac{H_0^2}{L} \quad (5.31)$$

$$\sigma_s = \rho g \alpha^2 2L_l \quad (5.32)$$

Avec cette estimation de la contrainte seuil et celle du flux adimensionnel ( $\mathcal{F}$ ) (cf éq 5.29) nous pouvons en déduire une estimation du produit Flux Viscosité (cf éq 5.26).

L'utilisation de cette méthode sur les laves sur Terre et sur Mars à fourni une grande variété de résultats (Figure 5.18), majoritairement consistants avec des compositions basaltiques [Wilson et Head, 1994]. Cependant, lors de l'écoulement, l'apparente rhéologie de la coulée est représentative principalement de la partie extérieure solidifiée et froide de la coulée, et non pas de sa partie interne qui conserve mieux sa chaleur [Crisp et Baloga, 1990].

#### 5.4.3.2 Les autres approches

La longueur d'une coulée est représentative d'une combinaison entre le taux d'effusion, la durée de l'éruption et de sa rhéologie. Le nombre de Graetz,  $G_z$ , qui introduit le fait que la longueur d'une coulée dépend du taux d'effusion, de sa largeur, et de la vitesse de refroidissement contrôlée par la diffusivité thermique ( $\kappa$ ), fut suggéré comme étant utile pour caractériser le refroidissement d'une coulée de lave. Ce nombre est le carré du rapport de l'épaisseur de la coulée divisé par la distance que l'onde de refroidissement thermique aura à parcourir dans la coulée depuis son transport de la source [Hiesinger et al., 2007].

$$Q = G_z \frac{\kappa L w}{h} \quad (5.33)$$

où  $L$  est la longueur (m) de la coulée à partir de la source,  $w$  est la largeur (m) de la coulée,  $h$  est la hauteur (m) de la coulée et  $\kappa$  est la diffusivité thermique ( $3 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). Dans le cas de basaltes terrestres, les coulées de laves s'arrêtent lorsque ce nombre de Graetz atteint une valeur empirique de 300 [Pinkerton and Sparks, 1976] ce qui permet de déduire le flux. Cette approche est utilisée sur les coulées de laves martiennes, mais il n'est pas certain que les écoulements volcaniques martiens possèdent les mêmes compositions que les laves terrestres. L'environnement martien est différent de celui de la Terre, le refroidissement des laves et la croissance de cristaux n'ont pas lieu à la même vitesse que pour les basaltes terrestres. Il est donc possible que cette valeur de 300 ne soit pas valable sur Mars.

L'équation de Jeffrey [Nichols, 1939 ; Gregg and Fink, 1996 ; Gregg and Zimbelman, 2000] relie la viscosité  $\mu$  (Pa/s) de la coulée à son taux d'éruption  $Q$  et à ses dimensions

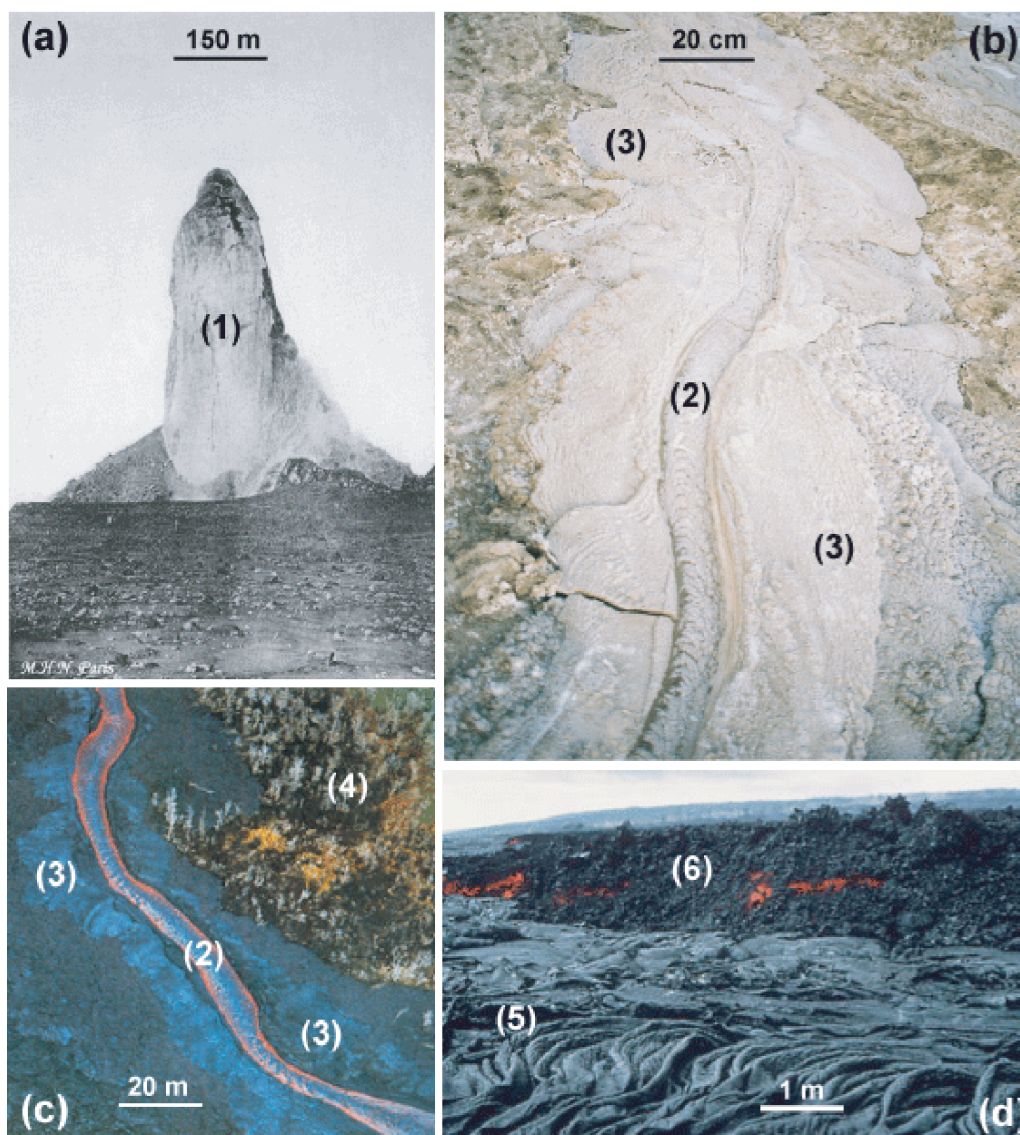


FIG. 5.18 – Photos illustrant différents types de morphologies effusives couvrant un vaste domaine de rhéologies. (a) Vue de l'aiguille du mont Pelée dans les Antilles en 1904 [Lacroix, 1904]. L'aiguille (1) mesure  $\sim 150$  m de diamètres, et  $\sim 230$  m de haut. La lave s'est organisée en une profusion sans extension latérale en raison de la forte viscosité ( $> 500$  Pa.s) de ses laves andésitiques. (b) Vue proche d'une coulée de lave chenalisée du volcan Oldonyo lengaï en Tanzanie. Le chenal qui fut emprunté par la lave (2) est large de  $\sim 10$  cm et ses levées (3) sont disposés de part et d'autre. La très faible viscosité des laves carbonatitiques ( $\text{SiO}_2 < 10\%$ , viscosité  $\sim 1$  Pa.s) explique les faibles dimensions de cet affleurement. (c) Vue aérienne d'une coulée de lave chenalisée active sur le volcan de Hawaii. Le chenal (2) est large de  $\sim 10$  m et il est entouré par des levées (3) le long d'une colline (4) recouverte d'arbres. Le chenal est plus imposant que dans l'exemple précédent car les laves basaltiques sont plus visqueuses ( $\sim 10$  to  $\sim 100$  Pa.s) que les laves carbonatitiques ( $< 1$  Pa.s). (d) Exemple de coulée de laves Hawaïennes de morphologies différentes. Une coulée de type aa (6) s'écoule sur une ancienne coulée pahoehoe (5) plus lisse. En général, plus la viscosité d'une coulée de lave augmente, plus les morphologies sont massives.

L, w, et h, en assumant la mise en place d'un fluide isothermal sur une pente d'angle  $\alpha$  :

$$\mu = \frac{\rho g h^3 w \sin \alpha}{nQ} \quad (5.34)$$

avec  $\rho = 2800 \text{ kg/m}^3$  qui représente la densité des roches volcaniques martiennes (choisie égale à la densité moyenne des basaltes terrestres),  $g = 3.73 \text{ m/s}^{-2}$  est la gravité à la surface de Mars,  $\alpha$  est la pente et n est une constante égale à 3 pour les grosses coulées et à 4 pour les coulées étroites.

L'application de cette équation au cas de Mars montre que, pour des mêmes taux d'effusion, les coulées sont presque deux fois plus longues que sur Terre en raison de la faible gravité qui permet des hauteurs de coulées martiennes plus faibles, ce qui pose un problème pour le nombre de Graetz et son application à Mars. Dans le cas où les contraintes sur les chambres magmatiques seraient les mêmes sur Terre et sur Mars, les taux d'effusions martiens devraient être 5 fois plus importants que sur Terre [Wilson et Head, 1988, 1983 ; Wilson et Parfitt, 1989, 1990] en raison de conduits volcaniques plus larges provoqués par la faible gravité [Wilson et Parfitt, 1990]. En fin de compte, les coulées de laves martiennes, pour des compositions similaires, devraient être 6 fois plus longues que leurs analogues terrestres.

Les approches suivant lesquelles les coulées de laves chenalisées sont modélisées comme des coulées Newtoniennes rectangulaires sont cependant plus réalistes que les modèles de coulées infinies, Newtoniennes ou Binghammiennes [Sakimoto et Gregg, 2001]. De plus, Lyman et al., [2005] remarque que les coulées de laves peuvent être stoppées par la contrainte seuil interne aussi bien que par la croissance de la croûte froide. L'interprétation de ces contraintes seuils à partir des équations ci-dessus n'est donc pas encore très claire et devrait être prise en compte, lors de leur interprétation avec les valeurs de viscosité, avec précaution. De plus, la forme des boucliers volcaniques devrait être dépendante des propriétés rhéologiques et des taux d'éruptions des laves qui les composent. Cependant, aucune modélisation de ce type n'a encore été proposée, et une première modélisation sera explorée dans cette thèse.

## 5.5 Conclusion

Ce premier chapitre permet d'entrevoir la diversité des paramètres physiques qui affectent les manifestations volcaniques à la surface des planètes. Ces étapes importantes acquises par l'expérience terrestre sont ici résumées et comparées aux paramètres physiques martiens dans l'optique de suggérer des contraintes sur les types d'éruption préférentiels sur Mars, et expliquer les morphologies qui y sont observées.

### 5.5.1 Structure interne des planètes telluriques

La Terre et Mars sont des planètes telluriques principalement composées de silicates, avec des distributions d'enveloppes compositionnelles différentes, et la présence d'une lithosphère rigide au-dessus d'un manteau asthénosphérique plastique. Cette similitude implique que tous les processus internes de transferts thermiques conducteurs de Mars ont lieu selon les mêmes rapports que sur Terre en raison du fait qu'ils ne dépendent que de la conductivité thermique des silicates qui la constituent et qui est presque indépendante de la composition. Les cartes minéralogiques d'éléments radiogéniques sur Mars ont permis de contraindre une épaisseur de lithosphère martienne de  $\sim 300$  km en accord avec les données gravimétriques. Cette épaisseur implique une absence de tectonique des plaques sur Mars et contraint le volcanisme possible actuellement au type de point chaud. De plus, à toute échelle spatiale, les mouvements convectifs de fluides (et les transferts de chaleur convectifs conséquents) ainsi que la mise en place de cristaux dirigés par les rapports de densités sont plus faibles sur Mars que sur Terre en raison de la plus faible gravité. L'ascension de panaches de matériaux chauds pour des corps d'une taille donnée est aussi plus lente pour les mêmes raisons ce qui a des conséquences directes sur le volcanisme.

### 5.5.2 Origine et migration des magmas silicatés

L'étude des météorites martiennes permet de penser que le manteau martien est plus riche en FeO que le manteau terrestre ce qui induirait des taux de fusion partiels plus importants sur Mars que sur Terre pour les mêmes conditions. La fusion des roches du manteau et la formation de liquides magmatiques sur Terre est possible par décompression adiabatique au niveau des dorsales océaniques, par fusion du manteau hydraté (plus rarement par fusion de la croûte océanique plongeante qui forme des adakites) au niveau des zones de subduction, et par remontée de panaches de matériaux plus chauds que l'encaissant au niveau des points chauds. Cette troisième origine est l'hypothèse la plus plausible sur Mars étant donnée sa structure interne actuelle qui interdit, par l'absence de tectonique des plaques les deux premières possibilités.

La migration des magmas est contrainte par les différences de densités entre les fluides magmatiques et les roches de l'encaissant. Ces densités sont fonction de la composition des matériaux ainsi que de leur porosité. La porosité est influencée par l'exsolution des gaz dissous dans le magma avec la diminution de la pression ce qui, dans le cas de Mars qui possède une pression atmosphérique et une gravité plus faibles que sur Terre, va favoriser (1) la formation de réservoirs magmatiques à plus grande profondeur dans la croûte, (2) une plus grande exsolution des gaz à partir de profondeurs de nucléation et de fragmentation plus importantes. Ces paramètres vont favoriser sur Mars un volcanisme avec de grandes effusions de gaz, potentiellement très explosif.

La structure de la croûte Martienne qui est probablement riche en glace d'eau va

induire des interactions phréato-magmatiques et des morphologies caractéristiques.

### 5.5.3 Morphologies volcaniques en surface

Une fois en surface, la mise en place et le refroidissement des coulées de laves vont obéir à des paramètres internes et externes aux coulées. L'épaisseur de la lithosphère en particulier va évoluer de façon linéaire avec la taille des édifices volcaniques. Les paramètres internes à la coulée qui caractérisent sa rhéologie sont principalement : (1) sa composition et en particulier sa teneur en  $\text{SiO}_2$  qui fait augmenter la viscosité. (2) La concentration en cristaux, et leur taux de croissance, dont les hautes teneurs font aussi augmenter la viscosité. (3) La concentration en éléments volatils qui forment des bulles et augmentent ou diminuent la viscosité du mélange en fonction du taux de cisaillement au sol ou du terme capillaire.

Plusieurs modèles proposent d'acquérir la géométrie des coulées de laves pour déduire leur rhéologie et discuter leurs taux d'éruption, mais ils sont principalement basés sur des expériences terrestres et leurs applications à Mars pose un certain nombre de problèmes. Pour un même contraste de densité, les contraintes d'écoulement sur Mars sont cependant plus faibles que sur Terre ce qui induit des temps de refroidissement plus longs sur Mars (radiation uniquement) et des coulées systématiquement plus chaudes que sur Terre. De même, la faible gravité rend possible des écoulements de laves jusqu'à 6 fois plus longs sur Mars que sur Terre pour un taux d'émission comparable.

### 5.5.4 Les autres planètes

La diversité des environnements planétaires rencontrés dans le système solaire implique une grande diversité d'éruptions et de morphologies. Les caractéristiques et morphologies des édifices volcaniques sont déterminées par la viscosité du magma, sa température, densité et composition, la gravité de la planète, la résistance et la pression lithosphérique, ainsi que la présence et les propriétés de l'atmosphère. Sur Venus la gravité est légèrement plus faible que sur Terre mais la pression atmosphérique y est supérieure de deux ordres de grandeur ( $\sim 90$  bars). Le volcanisme explosif devrait donc y être plus rare. Sur Io, la gravité est plus faible que sur Terre et la pression atmosphérique est proche de 0. Le volcanisme y est principalement de type point chaud, manifestation d'une convection très active résultant du chauffage induit par les forces de marée générées par Jupiter [Monnereau et Dubuffet, 2002]. Sur la Lune la gravité est plus faible et la pression atmosphérique nulle. La densité de la croûte est faible du fait qu'elle est principalement composée d'anorthosites. Le volcanisme explosif est donc possible quand les magmas atteignent la surface. Cependant il y a une quasi-absence d'édifices volcaniques. Les magmas restent dans la croûte fracturée où remplissent les bassins d'impacts.

[Après avoir envoyé des sondes automatiques sur Mars], nous pouvons nous attendre à ce que des explorateurs et des colons humains vivent et travaillent sur les sables de Mars.

Carl Sagan, *National Geographic*, décembre 1967



# Le Volcanisme Martien

## Sommaire

---

<b>6.1</b>	<b>Introduction . . . . .</b>	<b>58</b>
<b>6.2</b>	<b>Mars : surfaces d'origine volcanique . . . . .</b>	<b>58</b>
6.2.1	Présentation . . . . .	58
6.2.2	Morphologie globale . . . . .	59
6.2.3	Méthode chronologique . . . . .	61
6.2.4	Rugosité des structures volcaniques . . . . .	66
<b>6.3</b>	<b>Histoire du volcanisme martien . . . . .</b>	<b>69</b>
6.3.1	Les édifices actuels . . . . .	69
6.3.2	Le volcanisme au Noachien . . . . .	73
6.3.3	Le volcanisme à l'Hesperien . . . . .	73
6.3.4	Le volcanisme à la fin Hesperien et début Amazonien . . . . .	76
6.3.5	Le volcanisme au milieu et fin Amazonien . . . . .	79
<b>6.4</b>	<b>Discussion et conclusion . . . . .</b>	<b>79</b>
6.4.1	Evolution temporelle des morphologies volcaniques . . . . .	79
6.4.2	Durée de vie des centres d'activité volcanique . . . . .	84
6.4.3	Evolution des magmas pour un centre d'activité . . . . .	88
6.4.4	Activité volcanique actuelle . . . . .	89
6.4.5	Etude des plaines de Cerberus : Une contribution à l'histoire volcanique de Mars . . . . .	89

---



## 6.1 Introduction

Le chapitre précédent a présenté les processus physiques du volcanisme. Ces notions permettent l'interprétation des morphologies volcaniques présentes à la surface de Mars, en particulier en terme de nature de magmas. Ce chapitre offre une synthèse de la littérature permettant de discuter l'évolution du volcanisme Martien au cours du temps, ceci pour tenter de la relier à l'évolution thermodynamique globale de la planète. Nous proposons, avec les précautions liées aux incertitudes sur l'âge de chacun des centres volcaniques, une histoire du volcanisme Martien. Celle-ci met en exergue les questions que nous abordons dans cette thèse au travers de l'étude de Cerberus.

## 6.2 Mars : surfaces d'origine volcanique

### 6.2.1 Présentation

D'après les cartographies de *Spudis et Greeley* [1977] et de *Scott et Carr* [1978], plus de 60% de la surface de Mars est composée de matériaux volcaniques. Des estimations de la composition des surfaces volcaniques, de la croûte, et donc des magmas, ont été réalisées sur Mars à partir de plusieurs approches. (1) La densité moyenne de Mars a permis de contraindre la composition du manteau, et de suggérer des concentrations en fer 2 à 3 fois supérieure à celles du manteau terrestre. La fusion partielle d'un tel manteau produirait des laves basiques à ultrabasiques, enrichies en fer [*McGetchin et Smyth*, 1978 ; *Goettel*, 1981]. (2) Les données de télédétection et les analyses de laboratoire ont fourni des preuves que de nombreuses unités de faible et de fort albédo [*Soderblom et al.*, 1978 ; *Arvidson et al.*, 1982] sont des basaltes présentant divers degrés d'oxydation [*Adams et McCord*, 1969 ; *Arvidson et al.*, 1982]. Les analyses spectroscopiques montrent que les zones de faible albédo ont des variations par rapport aux autres unités, cohérentes avec la présence dominantes de clinopyroxènes [*Pinet et Chevrel*, 1990 ; *Bibring et al.*, 1990 ; *Mustard et al.*, 1993]. La spectroscopie indique aussi la présence de basaltes à la surface à partir des instruments TES [*Bandfield et al.*, 2000] et OMEGA [*Bibring et al.*, 2005]. (3) Les analyses chimiques des sols de la surface ont montré que ceux-ci étaient issus de roches parentes de compositions basaltiques [*Clark et al.*, 1982]. (4) Les caractéristiques des coulées de laves sur les volcans boucliers martiens et l'interprétation de leurs propriétés rhéologiques suggèrent des coulées avec des contraintes seuils et des viscosités correspondant aux basaltes mafiques [*Hulme et al.*, 1976 ; *Moore et al.*, 1978 ; *Cattermole*, 1987] et aux andésites basaltiques [*Zimbelman*, 1985a, 1985b]. (5) Les météorites SNC, interprétées comme provenant de Mars [*Wood et Ashwall*, 1981] sont de composition très similaire aux roches terrestres basaltiques et ultra-mafiques, et sont donc un élément fondamental pour contraindre la composition globale de Mars et celle du manteau.

Cette partie va s'attacher à décrire les observations topographiques martiennes en comparaison avec les structures volcaniques, puis à comparer l'extension du volcanisme avec l'albédo de la surface martienne. La partie suivante explique la méthode de datation des surfaces par comptages de cratères. La dernière partie montre la relation entre la rugosité de surface et les régions volcaniques.

## 6.2.2 Morphologie globale

### 6.2.2.1 Topographie et volcanisme

La connaissance de la topographie d'une planète est indispensable pour la compréhension des différents processus géologiques qui en ont façonné la surface. En particulier, la distribution des édifices volcaniques est liée aux processus internes et à la dynamique des différentes enveloppes qui composent cette planète.

Mars présente une dichotomie hémisphérique qui offre une surface avec un hémisphère sud fortement cratérisé d'une altitude moyenne de  $\sim 2$  km, et un hémisphère nord d'une altitude moyenne d'environ  $-4$  km plus lisse (Figure 6.1). Son origine, encore débattue, a fait l'objet de plusieurs hypothèses : (1) Un immense bassin d'impact [Wilhelms et Squyres, 1984; McGill, 1989], cette hypothèse n'est cependant pas compatible avec la géologie des Lowlands [Frey et al., 1986] qui, de plus, ne sont pas circulaires [Smith et al., 1999] et ne présentent pas de remparts de cratères. (2) De multiples impacts météoriques [Frey et Schultz, 1988]. La distribution des plus gros impacts martiens suit globalement les courbes de populations de cratères ce qui n'est pas le cas de l'impact proposé de Boréalès. (3) Un ancien océan. Les profils topographiques le long de la dichotomie martienne ne sont pas compatibles avec des anciennes lignes de rivage [Withers et Neumann, 2001] qui seraient plus probablement d'origine tectonique, (4) Une tectonique des plaques [Sleep, 1994]. Cette hypothèse a été suggérée suite à la cartographie des rides de contractions martiennes [Watters, 1993], et confortée par la présence d'inversions magnétiques à la surface. Cette tectonique martienne se serait arrêtée en même temps que la dynamo du noyau [Nimmo et Stevenson, 2000; Acuna et al., 1999]. (5) Une érosion des chenaux de débâcles comme Valles Marineris. Cette hypothèse nécessite cependant d'importantes quantités d'eau pour former la dichotomie et impliquerait des débâcles épisodiques qui n'ont pas été démontrés.

La distribution de ces reliefs n'est pas directement corrélée aux sources volcaniques qui se localisent principalement dans deux régions proches de l'équateur, les dômes de Tharsis et de Elysium, et de façon plus diffuse au sud. Le dôme de Tharsis mesure  $\sim 4000$  km de diamètre pour  $\sim 10$  km de hauteur au dessus de la référence du zéro Martien (MOLA datum), et sur son flanc Nord-ouest sont situés trois grands volcans boucliers : Ascraeus, Pavonis et Arsia Mons. Olympus Mons, qui se trouve au-delà de la limite Nord-ouest du dôme, mesure  $\sim 23$  km de hauteur pour  $\sim 550$  km de diamètre et se trouve limité par un

escarpement de  $\sim 6$  km de haut dont l'origine est encore débattue, mais remarquablement similaire aux formations sous-glaçiaires telles que les tables mountains [Hodges et Moore, 1979]. Le dôme de Tharsis présente aussi des petits édifices regroupés d'âges anciens. Ceraunius Tolus qui fait partie de ce groupe est l'un des plus petits volcans martiens avec une taille équivalente à celle de la plus grosse des îles de l'archipel d'Hawaii. Elysium, le deuxième édifice volcanique le plus important de Mars, est centré sur un large dôme de  $\sim 1700$  km sur  $\sim 2400$  km de diamètre et possède des volcans de plus petite taille que celui de Tharsis : Hecates tholus, Elysium Mons et Albor Tholus.

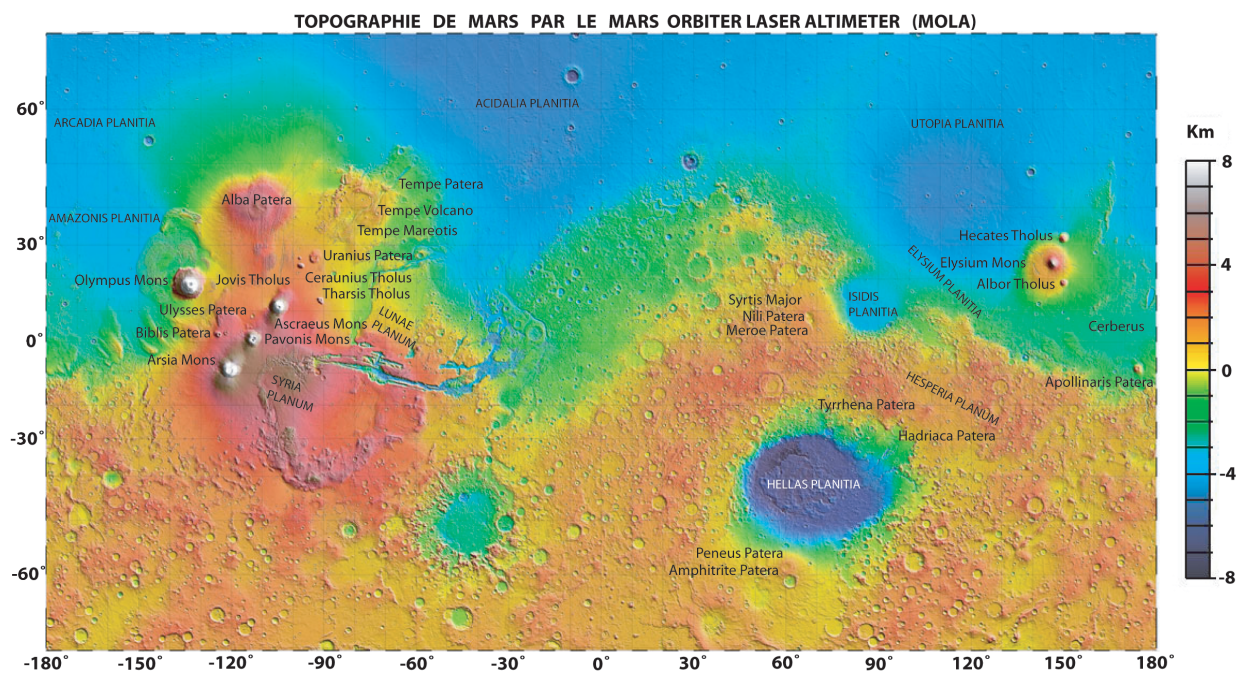


FIG. 6.1 – Topographie martienne et localisation des édifices volcaniques. La topographie martienne présente une différence de  $\sim 5$  km, dont l'origine est encore incertaine, entre l'altitude moyenne des hémisphères nord ( $-4$  km) fortement cratérisé, et sud ( $2$  km) aux surfaces plus lisses. Le volcanisme martien se localise autour de deux centres principaux, Tharsis et Elysium, tous deux dans les plaines du nord à proximité de l'équateur. Le volcanisme de l'hémisphère sud est plus diffus avec quelques édifices de type Paterae qui se distribuent préférentiellement à la périphérie de bassins d'impacts majeurs comme Isidis et Hellas.

Comparée à la topographie, la carte globale de gravité montre que les variations du géoïde martien sont hautement corrélées à la topographie, indiquant que les reliefs topographiques ne sont pas totalement compensés de manière isostatique. Ce fait est probablement dû à la grande épaisseur de la lithosphère rigide (cf. Chapitre I). Par exemple, le dôme de Tharsis possède une haute anomalie de gravité positive de  $\sim 1000$  mGal, alors que le bassin de Hellas présente une anomalie de gravité négative.

### 6.2.2.2 Albédo, poussière et volcanisme

Le volcanisme martien n'est pas clairement corrélé aux tâches de faible albédo de la surface. Cependant, la plus forte concentration de matériaux sombres se trouve au niveau de l'édifice de Syrtis Major (Figure 6.2) et a été interprétée spectroscopiquement comme étant de composition mafique [Poulet *et al.*, 2007 ; Bibring *et al.*, 2006 ; Pinet, 2007 ; Hiesinger et Head, 2004 ; Mustard, 1993, 2005]. La surface des édifices du dôme de Tharsis est couverte de poussières [Ruff et Christensen, 2002], apparaissant avec un albédo élevé, ce qui empêche l'identification de minéraux de la roche sous-jacente par les méthodes spectroscopiques. En effet, la signature spectrale des édifices volcaniques est cachée par celle de la couche de poussière martienne, même si celle-ci ne dépasse pas quelques millimètres d'épaisseur, et il devient impossible de les caractériser efficacement avec cet outil. Une étude spectroscopique utilisant les données de l'instrument OMEGA a été réalisée au cours de cette thèse pour essayer de caractériser les écoulements de lave récents de Cerberus [Vaucher *et al.*, 2008], mais la forte proportion de poussière n'a pas permis de différencier ces unités volcaniques jeunes de quelques millions d'années des vieux terrains à la composition probablement différente comme cela est illustré dans les figures 6.3 et 6.4 [Vaucher *et al.*, 2005]. Cette impossibilité de caractériser spectroscopiquement les plaines de laves de Cerberus s'est trouvée confirmée par une autre étude récente [Le Deit, 2005]. Lorsque la surface de Mars n'est pas cachée par la poussière, ce sont ces terrains de faible albédo qui sont observés, et donc certainement des terrains de compositions basaltiques (mafiques). Le très faible albédo de Syrtis Major témoigne de sa faible couverture de poussière et fait de cet édifice l'endroit privilégié pour l'étude du volcanisme ancien [Pinet et Chevrel, 2005].

### 6.2.3 Méthode chronologique

Pour bien comprendre l'évolution du volcanisme planétaire, il faut pouvoir accéder à sa dimension temporelle pour pouvoir placer les événements par ordre chronologique. A l'échelle locale, l'analyse stratigraphique peut permettre de contraindre une organisation temporelle relative, mais à l'échelle globale, les âges des surfaces sont obtenus par l'intermédiaire du processus de resurfaçage le plus commun : les impacts de météorites qui forment des cratères sur les surfaces des planètes. A la suite de la formation du système solaire, il y a 4.5 milliards d'années (Ga), les planètes, dont Mars, ont subi un bombardement météorique continu, relativement plus intense jusqu'à il y a 3.8 Ga, qui a diminué rapidement en nombre et en taille de météorites pour se stabiliser durant le dernier milliard d'années. La décroissance temporelle de la fréquence des impacts obéit à une loi étalonnée avec le retour d'échantillons lunaires dont les âges isotopiques ont été comparés aux populations de cratères à la surface de la lune. L'adaptation de cette fonction de production lunaire [Neukum, 1983 ; Ivanov *et al.*, 2001] à Mars se fait via des adaptations

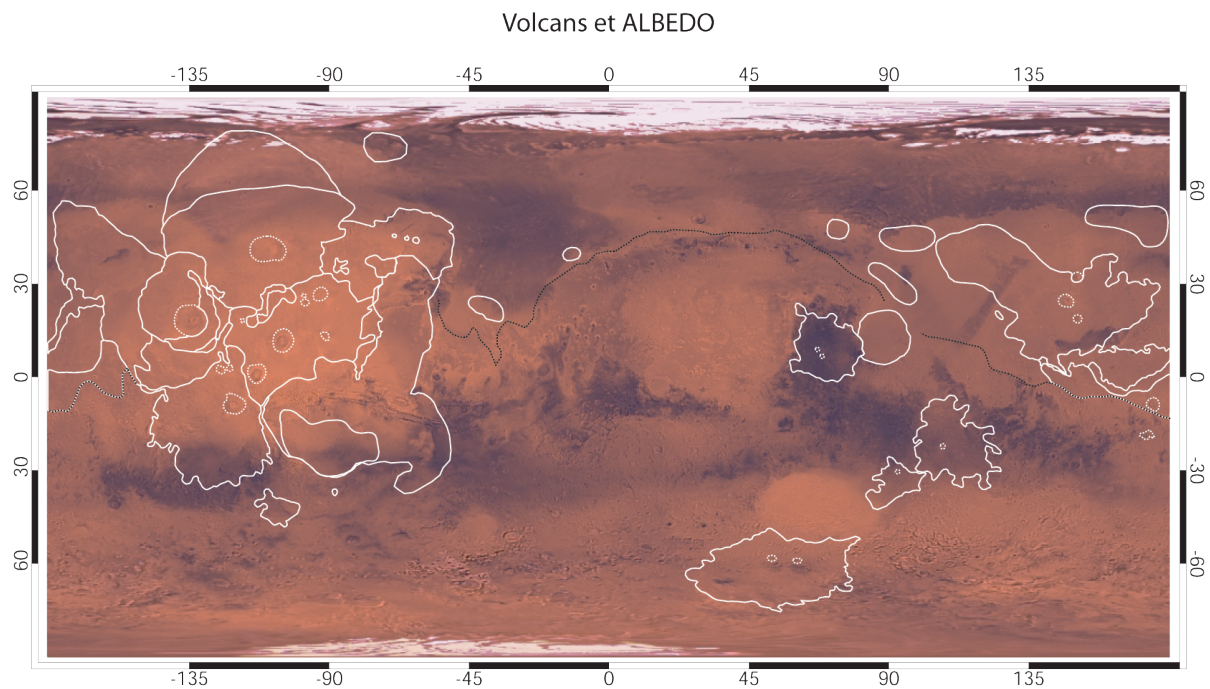


FIG. 6.2 – Albédo martienne et distribution du volcanisme. La surface de Mars présente des variations d'albédo et expose des surfaces sombres plutôt dans l'hémisphère sud. Les contours des surfaces affectées par le volcanisme sont représentés par des lignes blanches pleines, les édifices sont localisés en pointillés blancs et la dichotomie hémisphérique en pointillés noirs. Le dôme de Elysium, mais surtout celui de Tharsis présentent des albédo élevés qui témoignent de l'importante couverture de poussière qui est déposée dans ces régions, et de la difficulté d'accéder à la composition minéralogique de ces terrains, ce qui est aussi le cas des plaines de Cerberus. En revanche, l'édifice volcanique de Syrtis Major coïncide avec une tâche de faible albédo, qui témoigne de sa faible couverture de poussière, et qui est interprété comme étant d'origine mafique [Mustard, 2005].

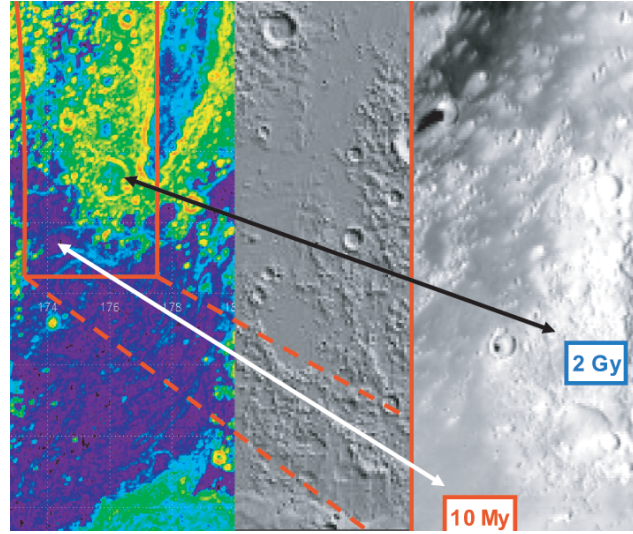


FIG. 6.3 – Etude hyperspectrale d’une portion des plaines de Cerberus à proximité de Orcus Patera. La carte de rugosité sur la gauche est comparée à une image OMEGA à droite. Le but de l’étude était de différencier spectralement les anciennes (2 Ga) unités rugueuses des laves récentes (2 Ma) et plus lisses.

de gravité, d’atmosphères, et d’éloignement par rapport au soleil qui influe sur la densité d’impacteurs, et il en résulte des jeux d’isochrones théoriques d’âges en fonction d’un taux de cratères par classes de diamètres et par unités de surface (Figure 6.5) [Hartmann, 2005].

Dans le détail, une isochrone est définie par la fonction suivante :

$$f(t) = N_{3.5}(D) \frac{g(t)}{g(3.5)} \quad (6.1)$$

où  $f(t)$  est le nombre de cratères par unité de surface pour une classe de cratère centrée sur le diamètre  $D$  et  $t$  est l’âge en milliard d’années.  $N_{3.5}(D)$  représente le nombre de cratères par unité de surface pour une classe donnée et pour une surface de 3.5 Ga. La fonction  $g(t)$  qui représente l’évolution du taux d’impacts au cours du temps est donnée par [Neukum, 2001] :

$$g(t) = 5.44 * 10^{-14} (e^{6.93*t} - 1) + 8.38 * 10^{-4} * t \quad (6.2)$$

Dans la méthode des moindres carrés non linéaire [Kraus, 1998] utilisée ici pour obtenir l’âge  $t$ , l’âge est obtenue par une correction itérative donnée par :

$$dt = (A^T P A)^{-1} A^T P l \quad (6.3)$$

où  $P$  est la matrice poids diagonale. Chaque terme de la diagonale de cette matrice est égale à l’inverse du carré de l’incertitude sur le comptage de cratères  $\sigma = \sqrt{N}/S$  où  $S$  est



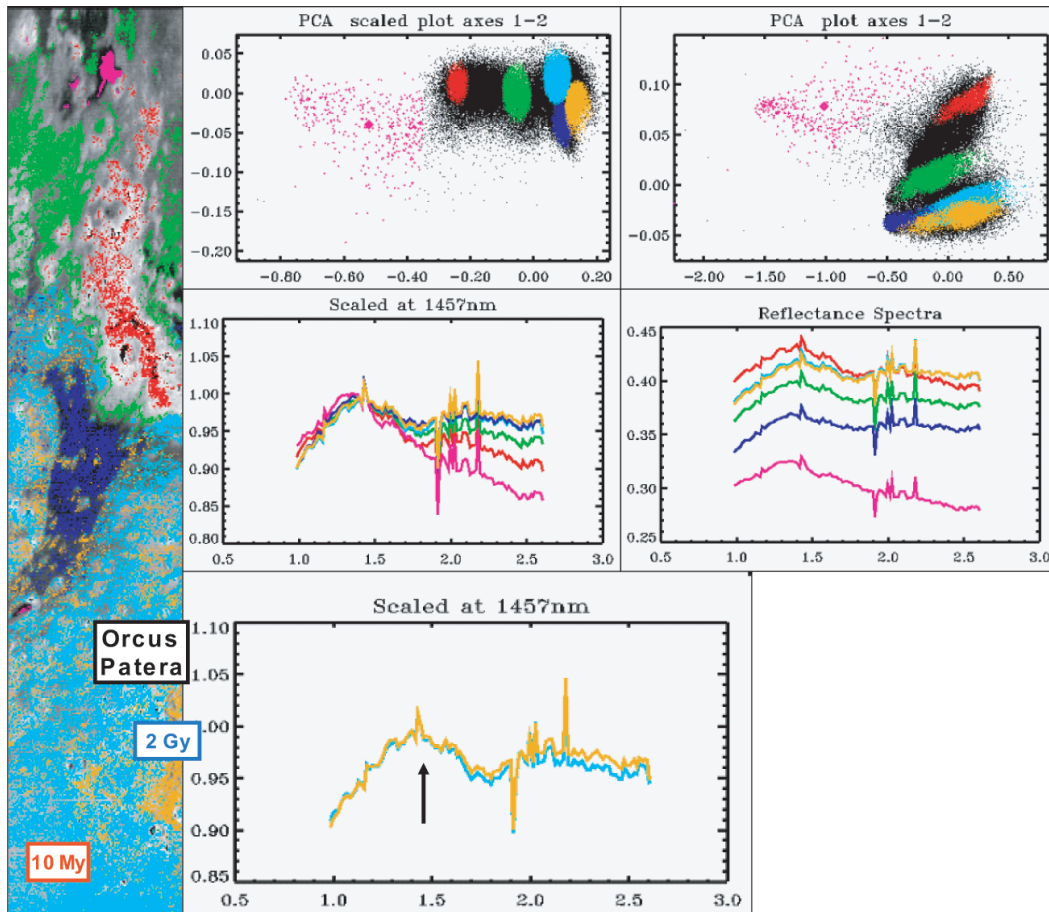


FIG. 6.4 – Résultat de l'étude hyperspectrale sur l'image OMEGA couvrant la surface des plaines de Cerberus. Bien que l'image présente une diversité de spectres, les unités visées ont exactement la même signature spectrale, et il est impossible de différencier les anciens terrains rugueux (orange) des laves récentes et lisses (bleu ciel). Il est probable que cette similitude soit le résultat d'une couche de poussière recouvrant les unités visées et masquant la variabilité spectrale des plaines de Cerberus.

la surface sur laquelle s'est effectué le comptage. Le vecteur  $l$  est l'écart entre le comptage de cratères et l'isochrone théorique. Chaque élément du vecteur  $A$  est donné par :

$$A_i = \frac{\partial f(D_i)}{\partial t} = \frac{N_{3.5}(D_i)}{g(3.5)} * \frac{\partial g(t)}{\partial t} \quad (6.4)$$

Les incertitudes sur les âges sont estimées à partir de :

$$\Delta t = \sqrt{\frac{TP l}{n-1}} \sqrt{(A^T P A)^{-1}} \quad (6.5)$$

où  $n$  est le nombre de classe de cratères.

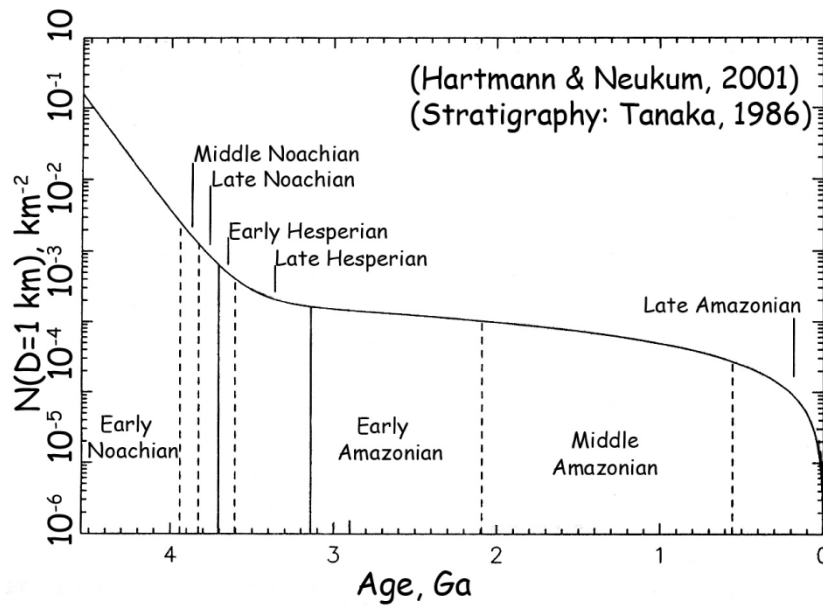


FIG. 6.5 – Echelle stratigraphique martienne de *Tanaka* [1986] superposée sur le nombre de cratères de 1 km de diamètre par unités de km². Les frontières de cette échelle stratigraphique ont été redéfinies selon *Hartmann et Neukum*, [2001] pour l'Amazonien.

Cette méthode permet d'obtenir des datations relatives entre les différents édifices avec précisions et d'avoir une assez bonne idée de leurs âges absolus. La stratigraphie relative devrait être étudiée pour chaque datation, ce qui n'est pas toujours possible à cause de la grande précision des images nécessaires à ces analyses ainsi que de la complexité des morphologies observées quand elles ont subi plusieurs milliards d'années d'érosion.

Il existe cependant un certain nombre d'incertitudes dont deux relatives aux cratères comptés lors de ces datations. Il est parfois difficile de discerner un cratère d'impact d'un cratère volcanique car ces derniers existent aussi sous forme de nombreux petits volcans boucliers de quelques centaines de mètres de hauteurs. Le deuxième point, et le plus important, est l'importance accordée à la proportion des cratères secondaires dans



le nombre de cratères comptés [McEwen, 2005] qui serait beaucoup plus importante que supposé à l'origine, mais dont les conséquences ne seraient pas si néfastes considérant que leur intégration dans la méthode est faite depuis le début [Hartmann, 2005, Werner, 2006, 2007]. L'ensemble de ces incertitudes ne dépasse pas 1 ordre de grandeur, ce qui est tout de même considérable pour les âges récents.

Cette méthode permet de dater le temps d'exposition d'une surface au flux météorique. En d'autres termes, l'âge dérivé est celui du resurfaçage qui a exposé une nouvelle surface, l'origine de ce resurfaçage pouvant être la mise en place d'une coulée de lave récente ou l'exhumation par érosion d'une couche de sédiments très ancienne. L'analyse de la stratigraphie est donc absolument nécessaire pour éviter les mauvaises interprétations.

A partir de données visibles haute résolution (HRSC) Werner [2006] a produit de nombreuses datations par comptage de cratères sur certains terrains martiens, dont beaucoup de formations volcaniques, basées sur un même modèle chronologique. Le fait est que de nombreuses datations ont été effectuées localement par plusieurs auteurs, avec des fonctions de productions de cratères différents, entraînant des résultats parfois difficiles à comparer et mettre en relation. Les âges des études précédentes [Plescia et Saunders, 1979 ; Plescia, 2004] réalisées à partir de la sonde Vikings sont comparés ici aux âges dérivés par l'intermédiaire de la camera HRSC de Mars/Express et aux résultats accumulés pendant cette thèse pour présenter une vision synthétique et globale de ce qu'a dû être le volcanisme martien au cours du temps.

#### 6.2.4 Rugosité des structures volcaniques

En considérant que les impacts de météorites sont le processus le plus commun qui affecte normalement les surfaces planétaires et que leur distribution suit une loi relative aux durées d'exposition à ce flux météorique, on peut corrélérer, non pas le nombre de cratères par unité de surface comme pour les datations par comptage de cratères, mais la rugosité de la surface à un âge relatif. La rugosité de surface augmente avec le nombre de cratères présents et le temps d'exposition au flux météorique, et elle diminue lorsque se produit un resurfaçage, volcanique par exemple, qui va recouvrir ces cratères et exposer une surface plus lisse. Pour une même échelle, les surfaces lisses seront donc plus récentes que les surfaces rugueuses car elles auront été resurfacées plus récemment.

Sur Mars, la variété des phénomènes géologiques implique divers resurfaçages possibles en plus du volcanisme (érosion, sédimentation, tectonique, mouvement gravitaire...). Les rugosités proposées par Kreslavsky et Head [2002] sont les valeurs absolues de la médiane du différentiel de pente à une échelle donnée à partir des données altimétriques MOLA (precision verticale  $\sim 30$  cm, et precision de surface de  $\sim 300$  m à  $\sim 3$  km). La carte dérivée (Figure 6.6) permet d'avoir une vue globale des variations de rugosité à l'échelle

kilométrique (verticale) sur l'ensemble de Mars, et de pouvoir comparer rapidement les âges relatifs des différentes structures. En l'occurrence, les zones lisses qui correspondent à des resurfaçages récents sont représentées en noir, alors que les structures très rugueuses sont en blanc.

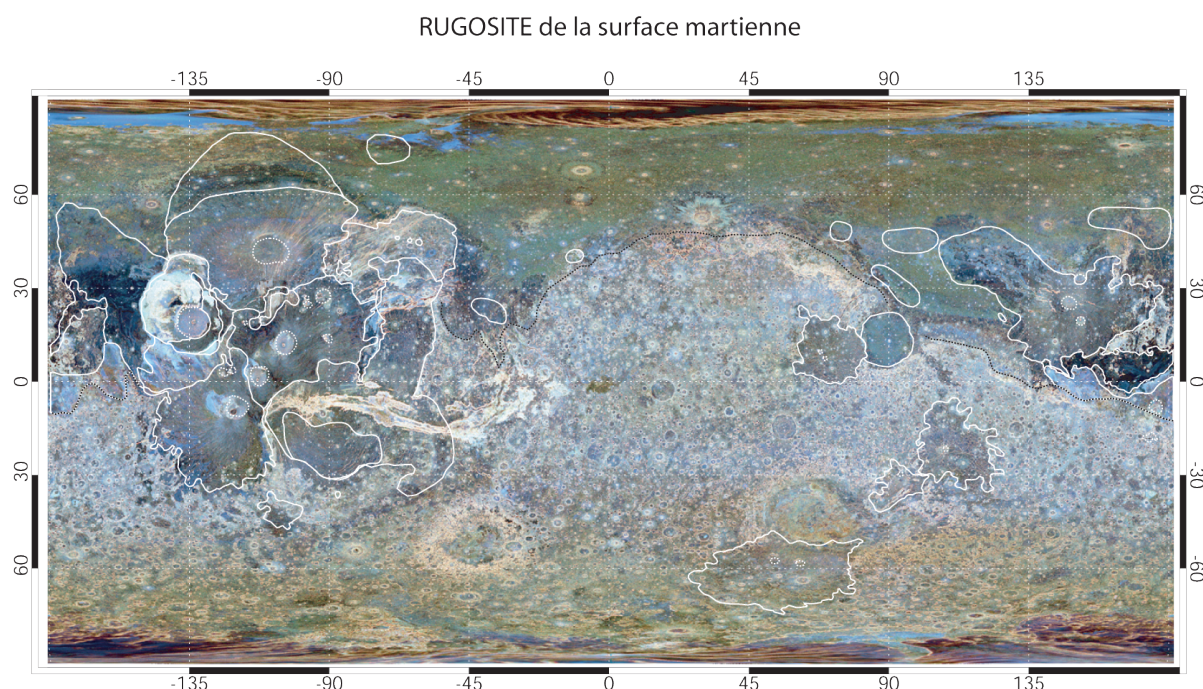


FIG. 6.6 – Carte de la rugosité martienne à l'échelle kilométrique d'après *Kreslavsky et Head* [2002], avec les unités rugueuses en clair et les unités lisses en sombre. Les différentes unités géologiques, dont le volcanisme, ont des rugosités bien distinctes. Les contours des surfaces affectées par le volcanisme sont représentés par des lignes blanches pleines, les édifices sont localisés en pointillés blancs et la dichotomie hémisphérique en pointillés noirs. On observe une nette corrélation entre les terrains volcaniques et les faibles rugosités. La zone la plus sombre se situe entre Elysium et l'équateur et correspond aux plaines de laves de Cerberus dont la surface lisse témoigne d'une activité de resurfaçage extrêmement récente.

La rugosité des plaines de lave augmente avec leur temps d'exposition à cause de l'accumulation de cratères et les déformations tectoniques qui affectent d'autant plus les terrains qu'ils sont anciens. Les plaines de lave sont donc bien mise en évidence sur la carte de rugosité où l'on observe une nette corrélation entre les surfaces lisses et les surfaces recouvertes de coulées de lave. En particulier, la rugosité la moins importante se localise entre Elysium Mons et l'équateur, au niveau des plaines de lave de Cerberus qui témoignent donc d'un resurfaçage volcanique très récent. Ces plaines ont une rugosité caractéristique qui les différencie de toutes les autres unités martiennes à l'exception de Amazonis Planitia, ce qui suggère une similitude de leur origine [*Kreslavsky et Head*, 2002]. Du point de vue de la rugosité, Amazonis planitia semble être composée plutôt

d'effusions en provenance d'éruptions basaltiques, similaires à l'organisation des plaines de Cerberus, et différent de la rugosité des coulées lobées du dôme de Tharsis.

Le laboratoire de Toulouse a développé un calcul de rugosité un peu différent de *Kreslavsky et Head* [2002] qui définit la rugosité comme l'amplitude du relief d'une surface, par rapport à son plan moyen [Pinet et Rosemberg, 2001]. Cet écart à l'altitude moyenne peut être causé par des réalités très différentes. Par exemple, un terrain plat avec une rupture de pente de 30 mètres causé par une faille peut avoir la même rugosité qu'un champ de dunes de 30 mètres de haut, ou qu'une accumulation de petits cratères formant des reliefs de 30 mètres. Dans l'objectif de définir des unités géologiques, chacune homogène et associée à un ordre de grandeur de la rugosité, cette approche a été appliquée à la région de Cerberus pour en définir efficacement le contour des unités de laves.

Les cartes de rugosité, de pentes et d'azimuts sont obtenues à partir de données topographiques MOLA. Le calcul de ces cartes se fait par l'utilisation d'un programme IDL calculant les grandeurs souhaitées à partir de modèles topographiques en projection cylindrique au format Envi, l'algorithme de traitement, s'appuyant sur les développements conduits en 2001 par D. Baratoux, Y. Daydou, P. Pinet et J. Decriem (2003) [Pinet et Rosemberg, 2001]. La rugosité est une grandeur d'analyse de la topographie, avec laquelle on définit un plan moyen ajusté sur le relief par la méthode des moindres carrés et qui permet de définir trois grandeurs : (1) Des degrés de pente maximum pour chaque plan. (2) Des orientations de ligne de plus grande pente de chaque plan par rapport au Nord. (3) Des écarts quadratiques moyens correspondant à la rugosité pour chaque plan. Pour la région de Cerberus, des cellules de 5 km ont été utilisées. Pour des surfaces plus petites, le nombre de points altimétrique compris dans la cellule n'est pas assez important pour être statistiquement représentatif d'une valeur de rugosité. Ces cellules correspondent à la dimension de la surface de la planète utilisée pour le calcul du plan moyen, et pour les valeurs dérivées de ce calcul (pente, azimut et rugosité). Cet outil permet donc d'avoir une valeur de rugosité pour chaque cellule de 5 km. Pour l'étude de la rugosité, il a été préféré une représentation en logarithme de cette dimension, pour permettre de mieux cibler les différents terrains (lisses ou particulièrement accidentés) représentés par différents ordres de grandeur de rugosité. Les résultats sont présentés dans la Figure 6.7 où la comparaison de trois valeurs caractéristiques de rugosité est proposée avec des images visibles de la caméra HRSC embarquée sur la sonde Mars express. Cerberus présente une morphologie distincte caractérisée par une rugosité extrêmement faible, sous le mètre, sur de vastes surfaces. Cependant, à l'échelle du mètre, la rugosité des surfaces de lave qui composent les plaines de Cerberus sont localement rugueuses : le refroidissement des coulées a probablement provoqué des fractures de contraction thermique et l'érosion a dû provoquer des effondrements locaux de structures moins résistantes, faisant basculer des blocs de lave refroidis. Néanmoins, en comparaison avec les autres surfaces martiennes, les plaines de

Cerberus apparaît comme les plus lisses à l'échelle kilométrique dans les Figures 6.7 et 6.6.

## 6.3 Histoire du volcanisme martien

Cette section présente et décrit les volcans martiens tels qu'ils sont observés aujourd'hui à la surface dans sa première partie. Les parties suivantes présentent, à partir de ces données, une probable histoire du volcanisme martien à partir de cartes globales.

### 6.3.1 Les édifices actuels

En 1981, *Greeley et Spudis* décrivent une première histoire volcanique de Mars à partir des images de la sonde Viking. Les datations opérées à l'époque, bien que vieilles et malgré que la méthode se soit un peu affinée, restent totalement d'actualité car les comptages furent réalisés sur de gros cratères et des grandes surfaces, permettant d'obtenir des âges moyennés sur l'ensemble des édifices considérés, et d'être moins pollués par les variations locales de populations de cratères. En 1979, *Plescia* classe les édifices volcaniques en trois catégories : (1) Le groupe des boucliers basaltiques qui rassemble la majeure partie des édifices de Tharsis. (2) Le groupe des dômes composites qui possèdent les volcans d'Elysium, les autres petits dômes de Tharsis et Apollinaris Patera. (3) Le groupe des Paterae situé sur les highlands. Ces catégories sont prises en compte et adaptées pour l'étude des édifices volcaniques et la description de leur histoire.

L'unité la plus vieille présente sur Mars est celle des hauts plateaux du sud [*Wilhelms, 1974*] qui ont servi de référence pour la période du Noachien dans l'échelle stratigraphique martienne, avec des âges  $\sim 4.1$  Ga et  $\sim 3.9$  Ga. Cette période correspond globalement à la fin du bombardement météorique intense de la planète, à la formation des gros bassins d'impacts et probablement à l'époque de formation de la dichotomie hémisphérique [*Zuber et al, 2000*]. Par la suite, il y a une coexistence des écoulements d'eau avec l'activité des Paterae du sud qui se révèle sous forme de probables interactions phréato-magmatiques [*Wilson et Mouginis-Mark, 2003*]. L'activité des Paterae se situe en bordure de gros bassins d'impacts, comme Syrtis Major sur la bordure du bassin de Isidis et les autres Paterae en bordure du bassin de Hellas, ce qui suggère que, au moins les premières éruptions de ces Paterae furent facilitées par la fracturation de la croûte suite à ces impacts majeurs [*Greeley et Spudis, 1981*]. A la suite de cette première activité volcanique des Highlands, les paterae changent de style de volcanisme en passant de régimes explosifs à des effusions plus calmes, et des éruptions majeures qui affectent de grandes surfaces comme Lunae Planum, Hesperia Planum, Tempe Terra ainsi que des surfaces considérables des lowlands du nord, se déclenche vers 3.7 Ga. La construction des grosses structures volcaniques com-



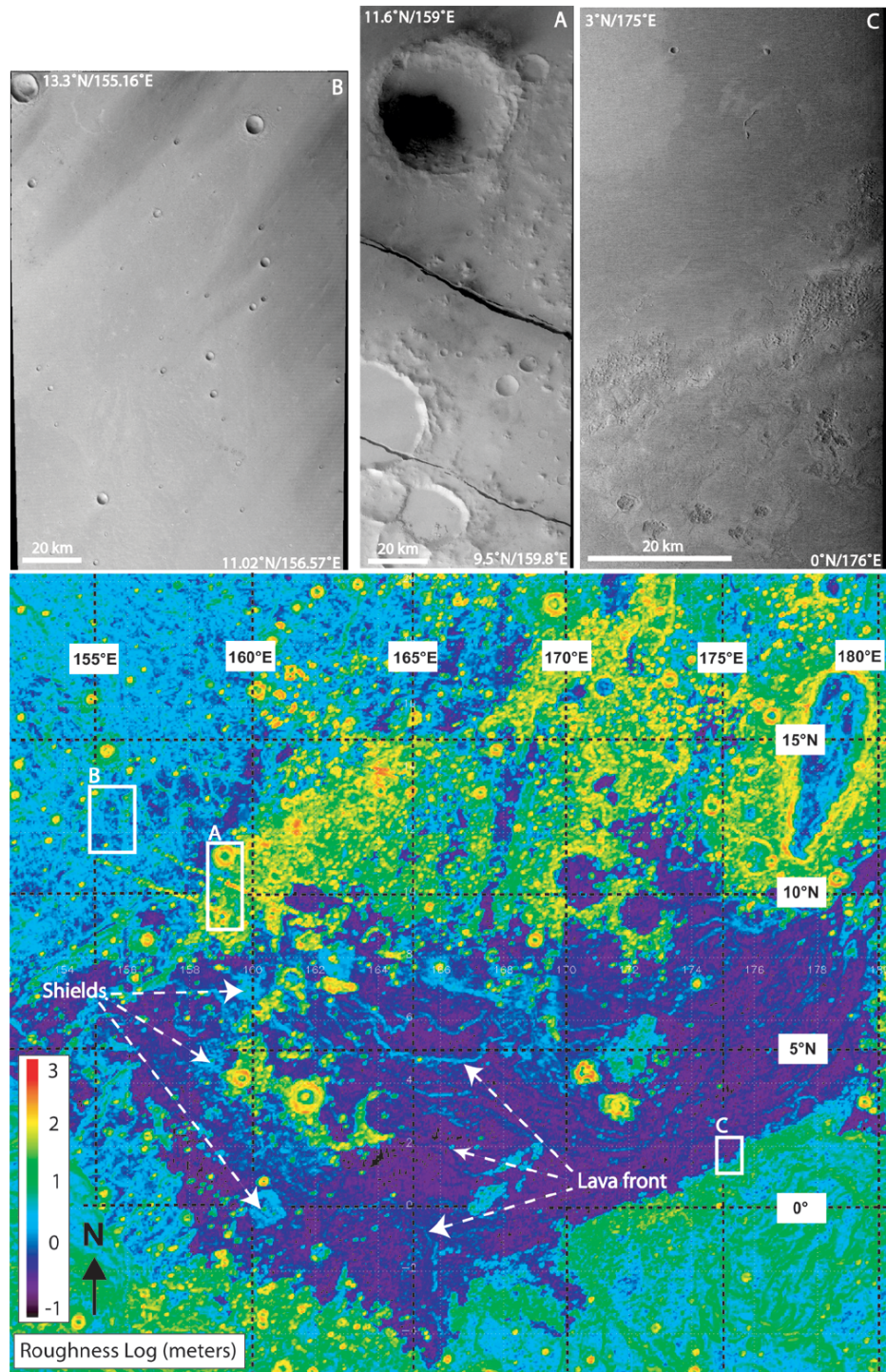


FIG. 6.7 – Carte de la rugosité calculée à Toulouse [Pinet et Rosemberg, 2001] dans le cadre de cette thèse pour les terrains volcaniques de Cerberus [Vaucher et al., 2007]. Les valeurs de rugosité, pour des cellules de 5 km au sol, sont égales à l'écart quadratique des valeurs altimétriques MOLA par rapport au plan d'altitude moyen calculé à partir des données MOLA comprises dans des cellules de 5 km au sol.

mence vers 3.8 Ga avec sur le dôme de Tharsis la formation de Olympus Mons et Alba Patera et plus loin la formation d'Elysium jusqu'à 3.5 Ga. Les petits Tholus et Paterae de la région de Tharsis sont des reliques de ce volcanisme ancien, et dans leurs cas, les effusions de magmas ont cessé à partir de 3.7 Ga. Elysium Mons forme sa caldera et ses flancs supérieurs vers 3.5 Ga, et ce volcan développe des effusions de lave entre 3.4 Ga et 3.3 Ga qui viennent former Utopia Planitia. Arcadia Planitia résulte d'une grosse effusion volcanique vers 2.6 Ga dont la source reste encore incertaine. Les flancs et calderas de Albor, mais surtout de Hecates Tholus, présentent des signes d'écoulements volcaniques le long des derniers 2 Ga, avec des laves datées entre 1 Ga et 100 millions d'années (Ma). Les plaines de Cerberus, dans la province orientale de Elysium Planitia, représentent la plus jeune surface volcanique de Mars, avec des âges aussi récent que 30 Ma et 10 Ma.

A l'écart des volcans majeurs, des Tholis et même des Paterae qui couvrent des surfaces considérables, il a été mis récemment en évidence un volcanisme de morphologie différente. Il s'agit d'écoulements de laves fissuraux ou bien de provinces volcaniques dont les effusions proviennent d'édifices considérablement plus petits. Les dimensions de ces volcans sont de quelques centaines de mètres de hauteur pour plusieurs dizaines de kilomètre de diamètre à la base. Ils ressemblent aux volcans boucliers terrestres qui doivent leur nom à leur forme de bouclier inversé. L'éponyme se trouve en Islande (Skjaldbreiður), mais on trouve ailleurs ces volcans boucliers plats associés au volcanisme de plaines, dites basaltiques en raison de leurs laves fluides de composition basaltique, comme en Amérique du nord avec la formation de 'River Snake'. En raison de ses faibles dimensions et du manque de résolution des images, ce volcanisme commence à être décrit sur Mars. Cependant, cela ne signifie pas que ces édifices sont récents. La région de Syria planum a récemment été documentée [*Baptista*, en revision] et il a été mis en évidence un regroupement de petits volcans du même ordre de grandeur que ceux étudiés dans la région de Cerberus lors de cette thèse, et dont les âges se situent autour de 3.6 Ga. La région martienne de Tempe présente des collines allongées surmontées d'une dépression linéaire interprétée comme étant le produit d'une éruption localisée et peu volumineuse. Si, lors de sa mise en place, le matériel volcanique a suivi une trajectoire balistique, cette morphologie peut être comparée à un cône de cendres terrestres. A l'Est du bassin de Hellas, les structures en collines avec des cratères sommitaux, ont été interprétées comme étant des pseudo cratères, formés lors d'explosions phréatiques localisées lorsque la lave est entrée en contact avec un sol riche en éléments volatils. Ces collines mesurent  $\sim 400$  m à  $\sim 1$  km de diamètre. Cependant, les images disponibles ne présentent pas de résolution suffisante pour conclure avec certitude à leur origine volcanique.

En résumé, les petits volcans de Tharsis sont de très vieux Tholi, et les Paterae sont des reliques de l'ancienne activité volcanique de la planète sur l'hémisphère sud. Les gros

volcans boucliers se sont formés avant 3.6 Ga mais présentent tous des écoulements de lave sur leurs flancs entre 500 Ma et 100 Ma. Les âges les plus récents étant trouvés vers 2 Ma sur Olympus Mons et les plaines de Cerberus.

## LEGENDE DES CARTES SUR LA DISTRIBUTION DU VOLCANISME MARTIEN

MISE EN PLACE		DESCRIPTION	
En cours	Terminé		
		Edifice volcanique	 Dichotomie hémisphérique
		Tempe Terra	 Lowlands
		Lunae Planum	 Highlands
		Coulées de lave des Paterae	
		Coulées de lave d'Alba Patera	
		Coulées de lave des édifices majeurs de Tharsis	
		Coulées de lave d'Elysium Mons	
		Plaines de Cerberus	
		Petites formations volcaniques de Tharsis	
		Coulées de lave récentes d'Olympus Mons	
		Petites morphologies volcaniques dans les plaines du Nord	
		Formation de Medusae Fossae	

FIG. 6.8 – Légende des cartes du volcanisme martien (Figures 6.9, 6.11, 6.13 et 6.15).

Les sous parties suivantes de cette section présentent une probable histoire du volcanisme martien sous forme de cartes géologiques (Figures 6.9, 6.11, 6.13 et 6.15) divisée en 4 grandes périodes significatives dans l'évolution de ce volcanisme : (1) Le Noachien avec les plus anciennes traces de volcanisme conservées et visibles à la surface aujourd'hui. (2) L'Hesperien avec l'avènement du volcanisme dans l'hémisphère sud. (3) La fin de l'Hesperien et le début de l'Amazonien avec la fin de l'activité dans l'hémisphère sud et un pic d'activité volcanique des volcans boucliers majeurs avec de grandes effusions de

lave. (4) Le milieu et la fin de l'Amazonien, avec des activités périodiques de quelques grands volcans boucliers, et la formation des plaines de laves de Cerberus. La légende de ces cartes est présentée Figure 6.8.

### 6.3.2 Le volcanisme au Noachien

Cette période est la plus ancienne de l'histoire de Mars, et il est probable que s'il y a eu un volcanisme précoce à cette époque, il ait été complètement recouvert ou effacé par l'activité ultérieure, volcanique, tectonique, sédimentaire, fluviale, ou de cratérisation. On ne peut donc pas exclure le début de formation du dôme de Tharsis par exemple dès cette époque. De ce qui est observable aujourd'hui, les premiers édifices à se former sont de petite taille, et localisés principalement sur l'actuel dôme de Tharsis. Il s'agit probablement des Tholus Uranus, Ceraunius (Figure 6.10), et Jovis qui sont aujourd'hui entourés par les laves des volcans boucliers majeurs, et dont les dimensions des bases sont donc hors d'atteinte [Plescia, 2004]. La petite taille de l'édifice d'Aeolis dans les Highlands ne permet pas de datations, mais le degré d'érosion de ses flancs témoigne de son activité très ancienne, probablement au Noachien. Le type de volcanisme de ces édifices est mal contraint étant donné leur faible taille et leur degré d'érosion, mais Ceraunius Tholus présente plusieurs vallées incisées dans ses flancs qui suggèrent que l'édifice, facilement érodable, serait constitué de cendres issues d'une activité explosive.

### 6.3.3 Le volcanisme à l'Hesperien

L'Hesperien est une période caractérisée par la formation de grandes plaines de laves qui composent maintenant la majorité des plateaux des Highlands et les vieilles surfaces du dôme de Tharsis. En particulier, se forment à cette époque Solis Planum, Lunae Planum et Tempe Terra autour de l'actuel dôme de Tharsis. La source de ces épanchements est inconnue, mais il est probable qu'ils résultent du début de formation du dôme de Tharsis.

Les petits édifices actifs dans la période précédente s'éteignent certainement pour être remplacés par d'autres formations de même taille et à peu près localisés au même niveau sur Tharsis. Ce sont le Tholus Tharsis, et les paterae Ulysses, Biblis et Uranus qui, avec ses pentes douces composées de nombreuses coulées de laves témoignent d'un volcanisme effusif.

Au Nord de la région de Tharsis se forme le dôme d'Alba Patera, d'une extension horizontale de  $\sim 1500$  km pour  $\sim 7$  km de hauteur, ce qui génère des resurfaçages importants à sa proximité, en plus de son élévation. La formation du dôme d'Elysium commence à cette époque avec l'activité du Mont Elysium et de ses Tholus Albor et Hecates, qui commencent à générer d'importants épanchements de laves fluides dans Elysium Planitia ( $\sim 600$  km de diamètre pour une hauteur de  $\sim 13$  km).



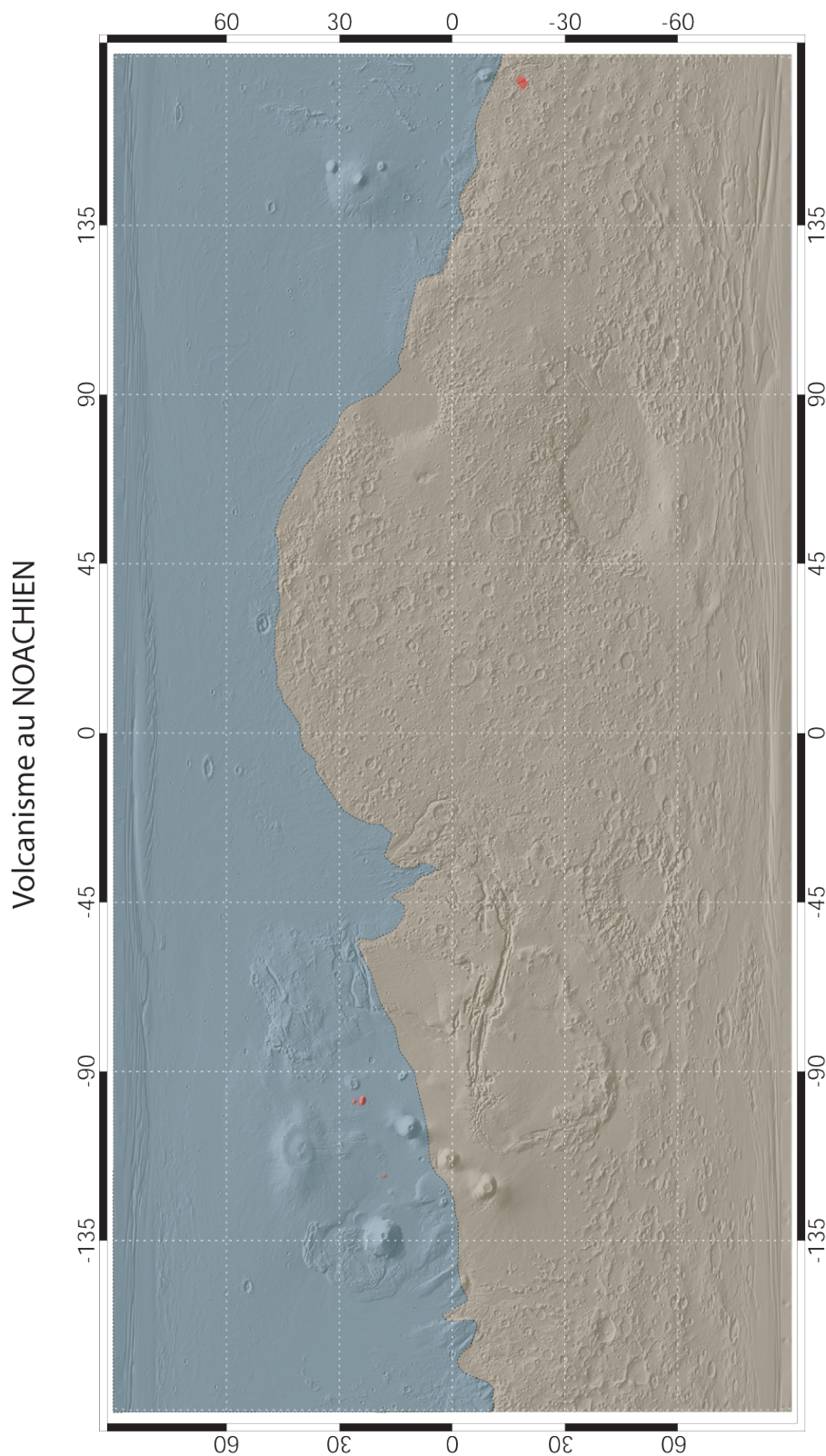


FIG. 6.9 – Distribution du volcanisme au Noachien (cf Figure 6.8 pour la légende et Figure 6.5 pour l'échelle stratigraphique). Cette période est la plus ancienne de Mars, et d'autres centres volcaniques que ceux présentés ici ont pu être recouverts par des édifices ou des effusions plus récents. Il n'est pas exclu que le dôme de Tharsis ait commencé à se former à cette époque par exemple.



FIG. 6.10 – Image MOC grand angle (E14-1248-1249) de Ceraunius Tholus (100 km de diamètre à la base) et Uranus Tholus en haut. Ces petits édifices volcaniques de Tharsis sont les reliques d'un volcanisme Noachien.

C'est pendant cette période que se développe le majeure partie du volcanisme de l'hémisphère sud, aboutissant à la mise en place des Paterae. Il s'agit des édifices Syrtis Major, Amphitrites, Peneus, Thyrrena (Figure 6.12) et Hadriarca. Ces édifices sont relativement plats avec quelques kilomètres d'altitude et qui s'étalent largement sur plus de 1000 km avec de très faibles pentes. Ils possèdent des calderas sommitales irrégulières et des chenaux profondément marqués dans leurs flancs ce qui suggère une activité principalement explosive de l'édifice avec des dépôts de cendres. Cette interprétation implique que le style d'éruption de ces volcans est significativement différent des effusions répétées de laves fluides qui ont construit les volcans boucliers majeurs un peu plus tard.

Apollinaris est aussi une Patera, mais sa position sur la frontière dichotomique en fait un cas à part. Cet édifice, certainement actif durant cette période de temps, montre des preuves caractéristiques d'une origine explosive, de par les vallées incisées sur la plupart des flancs, et effusive par les coulées de lave qu'il présente aussi sur ses flancs aux pentes extrêmement faibles.

#### 6.3.4 Le volcanisme à la fin Hesperien et début Amazonien

A la fin de l'Hesperien, les terrains autour de Tharsis (e.g. Solis Planum, Lunae Planum et Tempe Terra) et les paterae ont terminé de se former et leurs sources volcaniques ne sont plus actives. Les édifices de la région d'Elysium sont toujours actifs, et leurs laves ont probablement atteint leur épanchement maximum dans Elysium Planitia. Au niveau de Tharsis, les volcans géants (Figure 6.14) sont en pleine activité et provoquent de larges épanchements de laves fluides qui viennent recouvrir les petits édifices des époques précédentes qui sont maintenant tous éteints. Une forme de volcanisme plus diffuse se développe avec de petits boucliers volcaniques qui se distribuent un peu partout autour de Tharsis et qui composent Syria Planum, Tempe volcano, Ceraunius Fossae et Tempe Mareotis. Les importants dépôts de Medusae Fossae se mettent en place. L'origine de cette formation a fait l'objet de nombreuses hypothèses : (1) Des cendres et des laves en provenance des volcans de Tharsis [Scott et Tanaka, 1982, 1986 ; Malin, 1979]. (2) Des dépôts éoliens [Scott et Tanaka, 1986 ; Ward, 1979 ; Carr, 1981]. (3) Des stratifications polaires [Schultz et Lutz, 1988]. (4) Une altération chimique [Forsythe et Zimbelman, 1988]. (5) Une plateforme de carbonate [Parker, 1991]. (6) Des pierres ponces accumulées par un océan situé dans l'hémisphère nord [Mouginis-Mark, 1993]. Parmi ces hypothèses, dans un contexte volcanique aussi important, il est raisonnable de favoriser l'origine volcanique de ces dépôts qui se mettent probablement en place, consécutivement à l'activité intense des volcans du dôme de Tharsis. Sur l'ensemble de l'hémisphère Nord se mettent en place des morphologies dont certaines sont interprétées comme des résultats d'interactions phréato-volcaniques et sous-glaciaire, avec des formes de cônes de quelques centaines de mètres de large et des structures témoignant d'une activité localisée sans construction d'édifices



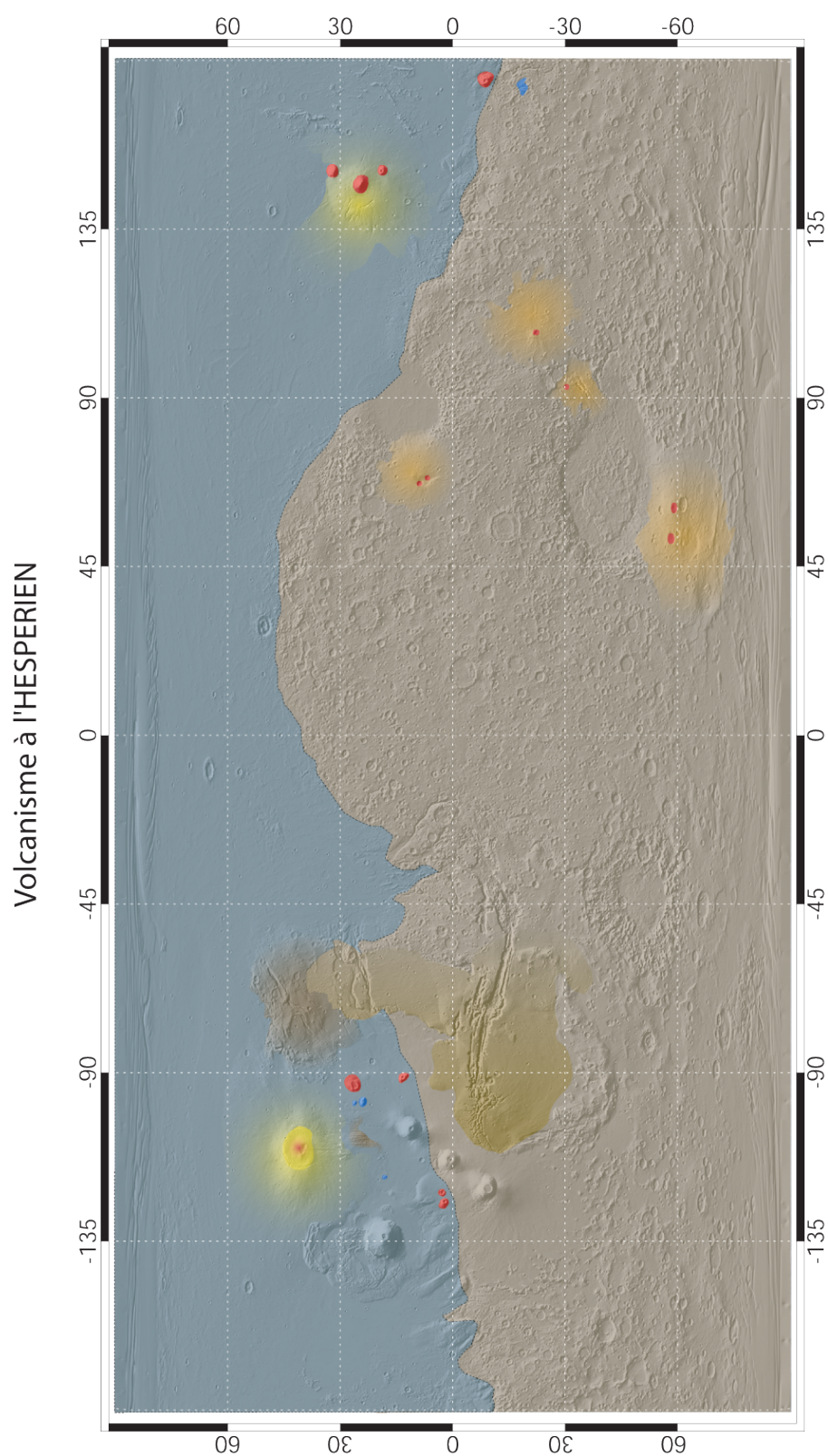


FIG. 6.11 – Distribution du volcanisme à l'Hesperien (cf Figure 6.8 pour la légende et Figure 6.5 pour l'échelle stratigraphique).

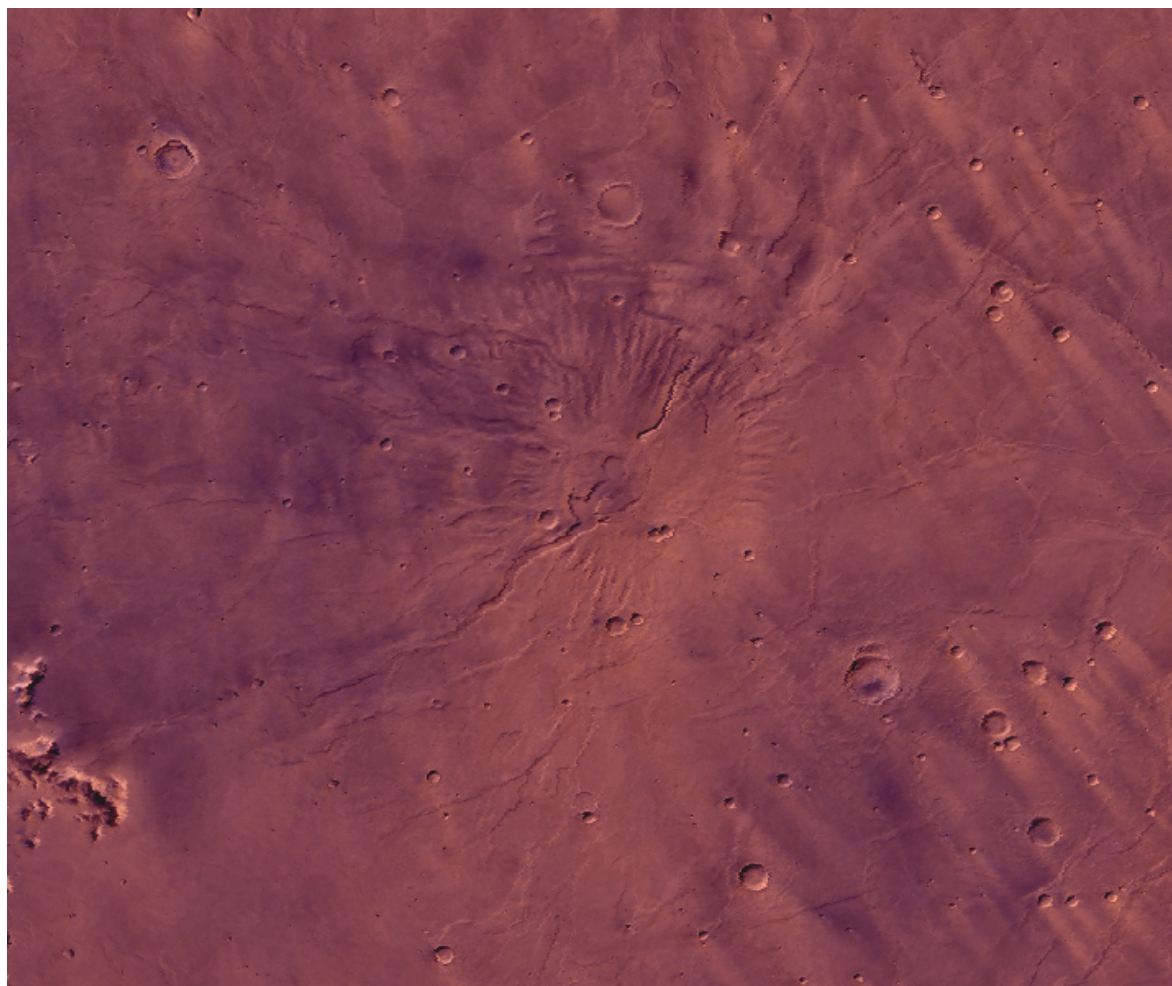


FIG. 6.12 – Image Viking de Tyrrhena Patera (Mosaique MDIM 45S135). Ces volcans plats d'apparences explosives sont typiques des highlands et d'un volcanisme ancien de Mars. Les reliefs sont très érodés, les calderas difficiles à définir et les flancs des édifices présentent des signes d'écoulements d'eau suggérant des possibles interactions phréato-magmatiques. La largeur de l'image couvre 660 km de surface martienne.

majeurs.

### 6.3.5 Le volcanisme au milieu et fin Amazonien

Au milieu et à la fin de l'Amazonien les grands épanchements de lave sont terminés, et les édifices encore actifs (Olympus Mons, Arsia Mons, Pavonis Mons, Ascraeus Mons et Hecates Tholus) ne présentent que des coulées de faible amplitude sur leurs flancs ainsi que des activités de resurfaçage principalement localisées autour de leurs calderas [Neukum *et al.*, 2004].

Les plaines de Cerberus (Figure 6.16) se forment à partir d'un écoulement fissural et de volcans boucliers de  $\sim 100$  km de diamètre pour  $\sim 100$  m de hauteur, à proximité de Elysium, au niveau de la dichotomie. Avec des petits écoulements de lave sur l'édifice d'Olympus Mons, cette unité représente la plus grosse activité volcanique récente de la planète Mars, actuelle à l'échelle des temps géologiques puisque datée à 2 millions d'années [Hartmann *et al.*, 1999 ; Berman *et Hartmann*, 2002, Werner *et al.*, 2003, Vaucher *et al.*, 2006].

## 6.4 Discussion et conclusion

Cette section propose une synthèse des observations volcanologiques martiennes et les questions fondamentales qui se posent lorsqu'elles sont comparées aux observations terrestres. La première partie traite de l'évolution morphologique des édifices volcaniques au cours du temps, suivie d'une seconde partie qui considère la durée de vie de ces volcans. La troisième partie fait état des variations compositionnelles des magmas pour un édifice donné alors que la quatrième partie s'intéresse à l'activité volcanique actuelle de la planète Mars. La cinquième et dernière partie présente l'intérêt de l'étude des plaines de Cerberus et la contribution que représente la compréhension des phénomènes de cette région de Mars à ces 4 grandes questions.

### 6.4.1 Evolution temporelle des morphologies volcaniques

Globalement, les produits volcaniques martiens, édifices volcaniques, surfaces de laves et autres dépôts volcaniques, recouvrent plus de la moitié de la surface de la planète. L'activité volcanique se situe majoritairement au niveau de Tharsis et d'Elysium avec les effusions des grands volcans boucliers sur plusieurs Ga.

La Figure 6.17 présente les profils altimétriques de quelques uns des volcans martiens comparés. Les différences de morphologies sont importantes entre les édifices de l'hémisphère sud qui sont plats, et les édifices de l'hémisphère nord qui présentent des reliefs plus prononcés et dans les proportions de ceux observés sur Terre. Il existe de plus une



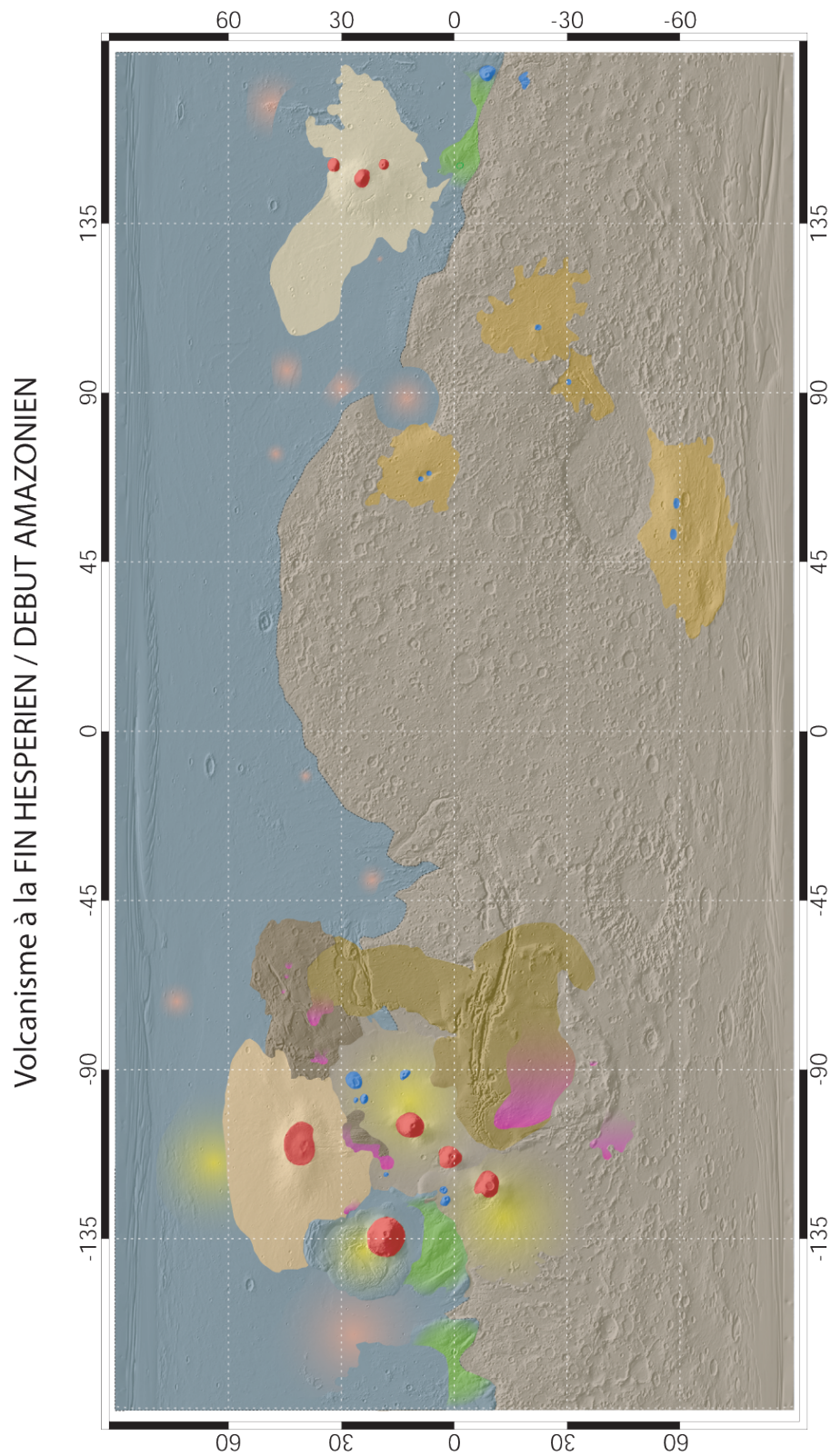


FIG. 6.13 – Distribution du volcanisme à la fin Hesperien et début Amazonien (cf Figure 6.8 pour la légende et Figure 6.5 pour l'échelle stratigraphique).

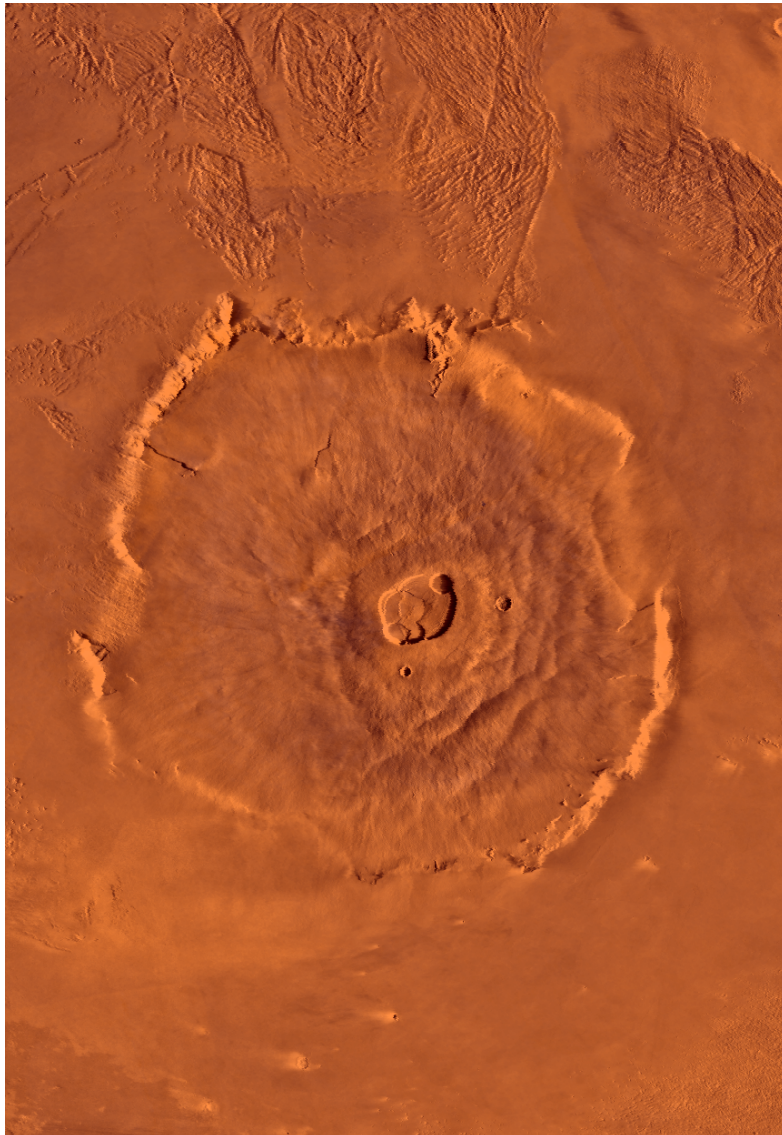


FIG. 6.14 – Image Viking d'Olympus Mons (Mosaique MDIM 45N225). Les volcans boucliers majeurs de la région de Tharsis et d'Elysium se sont construits sur plusieurs milliards d'années suite à de nombreux cycles effusifs comme en témoignent leurs calderas complexes. La largeur de l'image couvre 780 km.



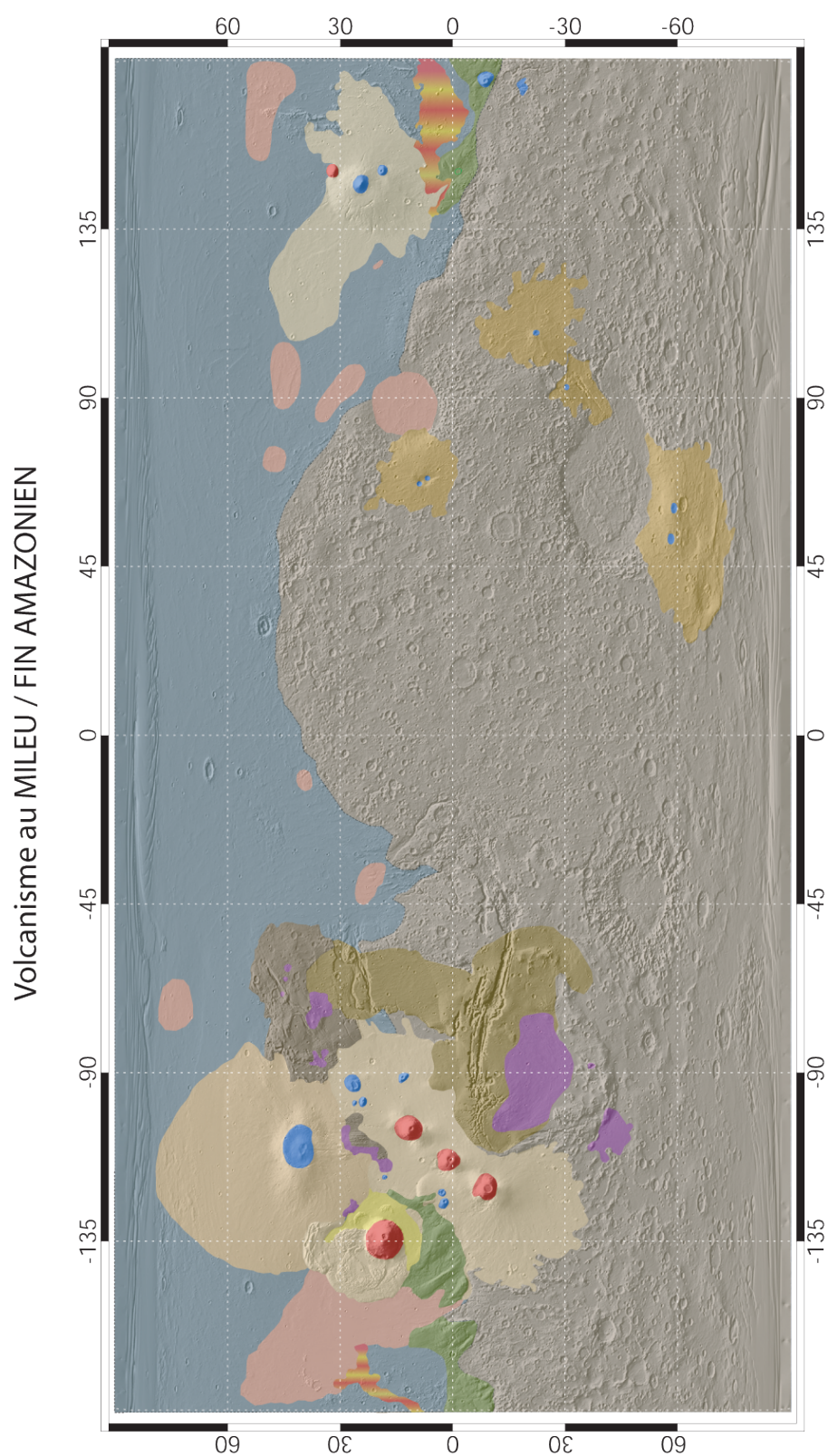


FIG. 6.15 – Distribution du volcanisme au milieu et fin Amazonien (cf Figure 6.8 pour la légende et Figure 6.5 pour l'échelle stratigraphique).

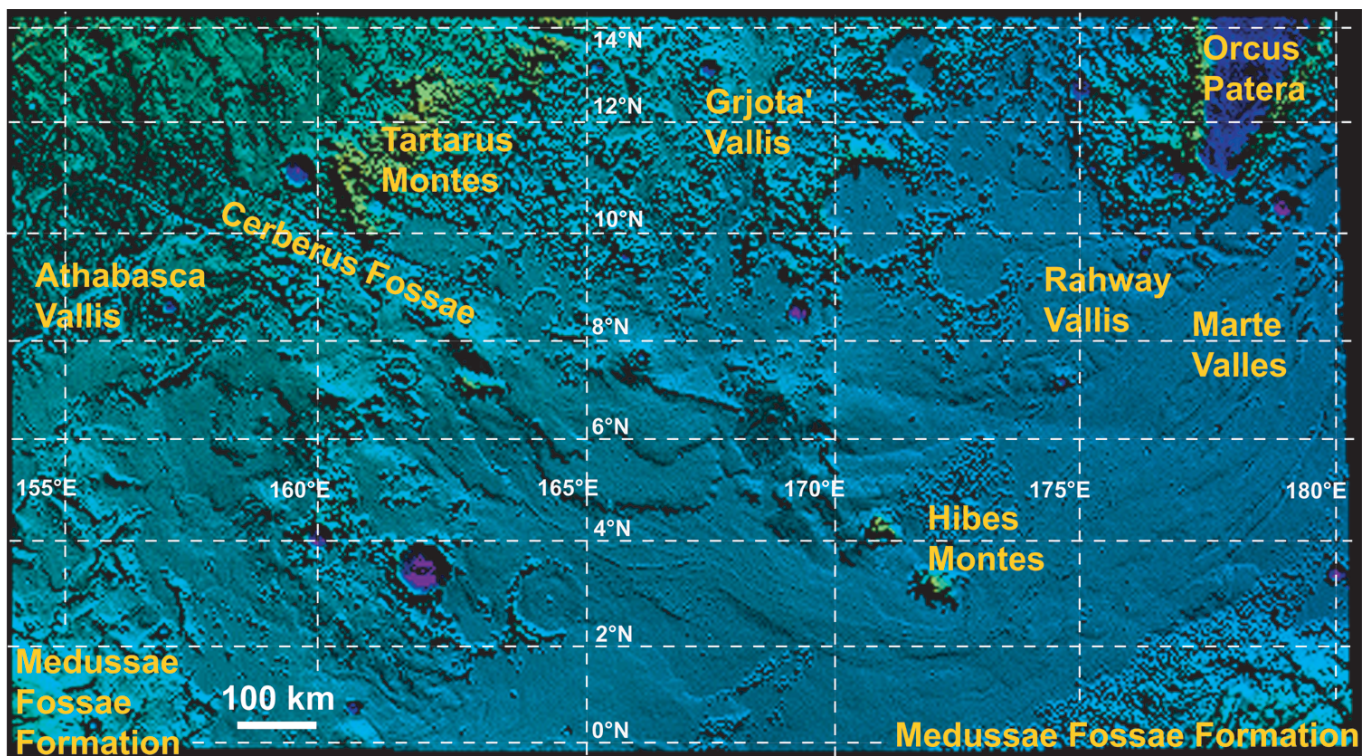


FIG. 6.16 – Relief ombré (MOLA) de la région de Cerberus. Ces régions présentent les surfaces de laves les plus lisses et les plus récentes de la surface de Mars et correspondent probablement aux derniers événements effusifs volcaniques.

relation générale entre la morphologie de l'édifice volcanique et son âge qui suggère que les édifices les plus hauts soient les plus récents (Figure 6.18). Cette tendance représente peut-être une augmentation de la profondeur de la source du magma ou bien une histoire éruptive plus longue dans le temps [Carr, 1973]. Dans le cas d'une source magmatique plus profonde, la composition des laves serait différente de celle des laves éruptées à partir d'une source magmatique superficielle, et cette différence de composition se traduirait par des comportements rhéologiques différents, et des édifices de taille différente. Dans le cas d'une histoire volcanique plus longue, les édifices actifs dont les écoulements sont les plus récents seraient composés par plus de matériaux volcaniques que les anciens, et formeraient donc des édifices plus hauts. Ces deux hypothèses peuvent co-exister lorsque l'on considère la distribution des Paterae autour des bassins d'impacts. Si la formation de ces volcans des Highlands a été facilitée par la fracturation de sub-surface, les sources magmatiques sont certainement moins profondes que les panaches mantelliques qui forment les points chauds, et les durées d'activité sont probablement plus courtes dans ces fractures de surface que dans un panache mantellique stable.

Après une activité globale et a dominante explosive mise en exergue par des édifices petits, plats et fortement érodés, l'activité volcanique martienne s'est concentrée sur les deux grosses provinces de Tharsis et d'Elysium sous une forme plus effusive en formant les volcans boucliers aux reliefs plus prononcés.

#### 6.4.2 Durée de vie des centres d'activité volcanique

A l'échelle globale, la camera de Mars Express, HRSC, a apporté de nouvelles informations sur la fréquence, l'histoire, et la distribution des événements volcaniques dans le temps [Werner, 2006]. Ces apports ont été intégrés à ceux de *Plescia* [1979,2004], de *Greeley et Spudis* [1981] et aux résultats acquis lors de cette thèse sous forme de l'histoire volcanique présentée dans la section précédente, mais des questions restent cependant primordiales.

**Durées d'activités** Il faut garder en mémoire que, dans le cadre du volcanisme, la méthode de datation par comptage de cratères permet de définir un âge de surface, et que les surfaces sous-jacentes plus vieilles se retrouvent pour la plupart effacées lors de leur recouvrement par une unité plus jeune. Ainsi, l'âge de début de formation des volcans est difficilement accessible puisque les édifices sont construits par l'empilements de coulées de laves, et que l'on a seulement accès aux derniers événements. L'âge global de l'édifice actuel n'est certainement pas représentatif de l'époque de commencement de l'activité (sauf s'il y en a des restes), surtout si l'on considère la possibilité de gros volumes d'éruption qui pourraient recouvrir l'ensemble des surfaces de l'édifice au cours d'une même période, remettant l'ensemble des surfaces exposées à un âge de X années si l'événement à eu lieu

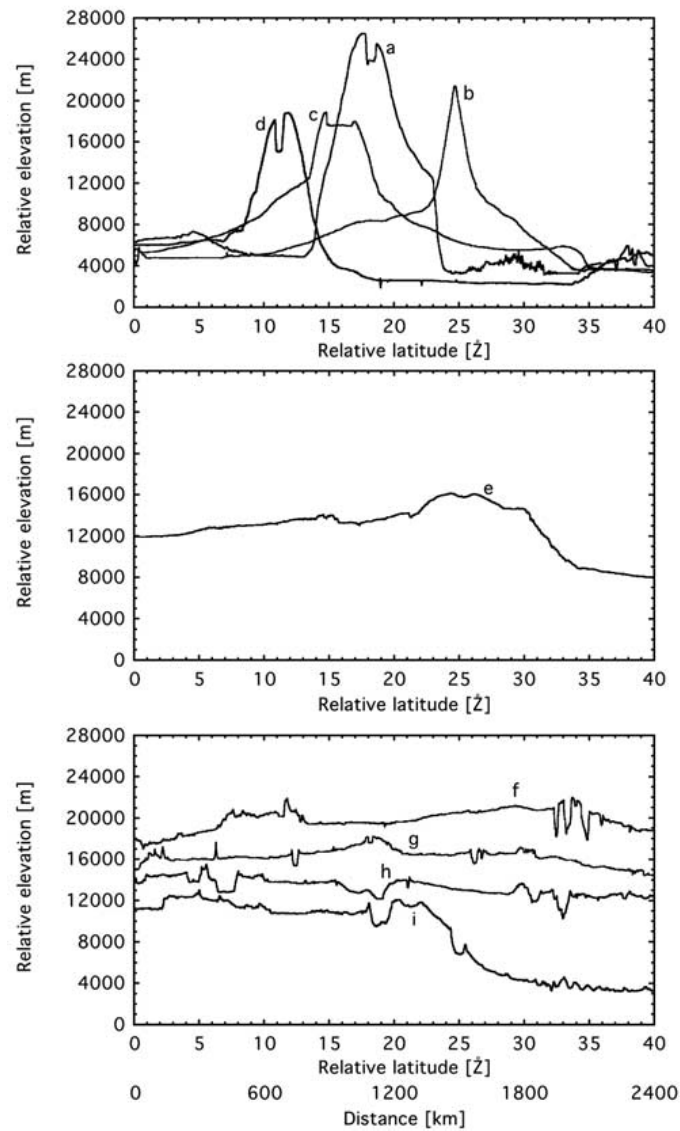


FIG. 6.17 – Comparaison de la topographie des volcans martiens à partir de MOLA (a : Olympus Mons, b : Elysium Mons, c : Arsia Mons, d : Ascraeus Mons, e : Alba Patera, f : Syria Planum, g : Tyrrhena Patera, h : Syrtis Major, i : Amphitrites Patera). Exagération verticale  $\sim 50\times$ .



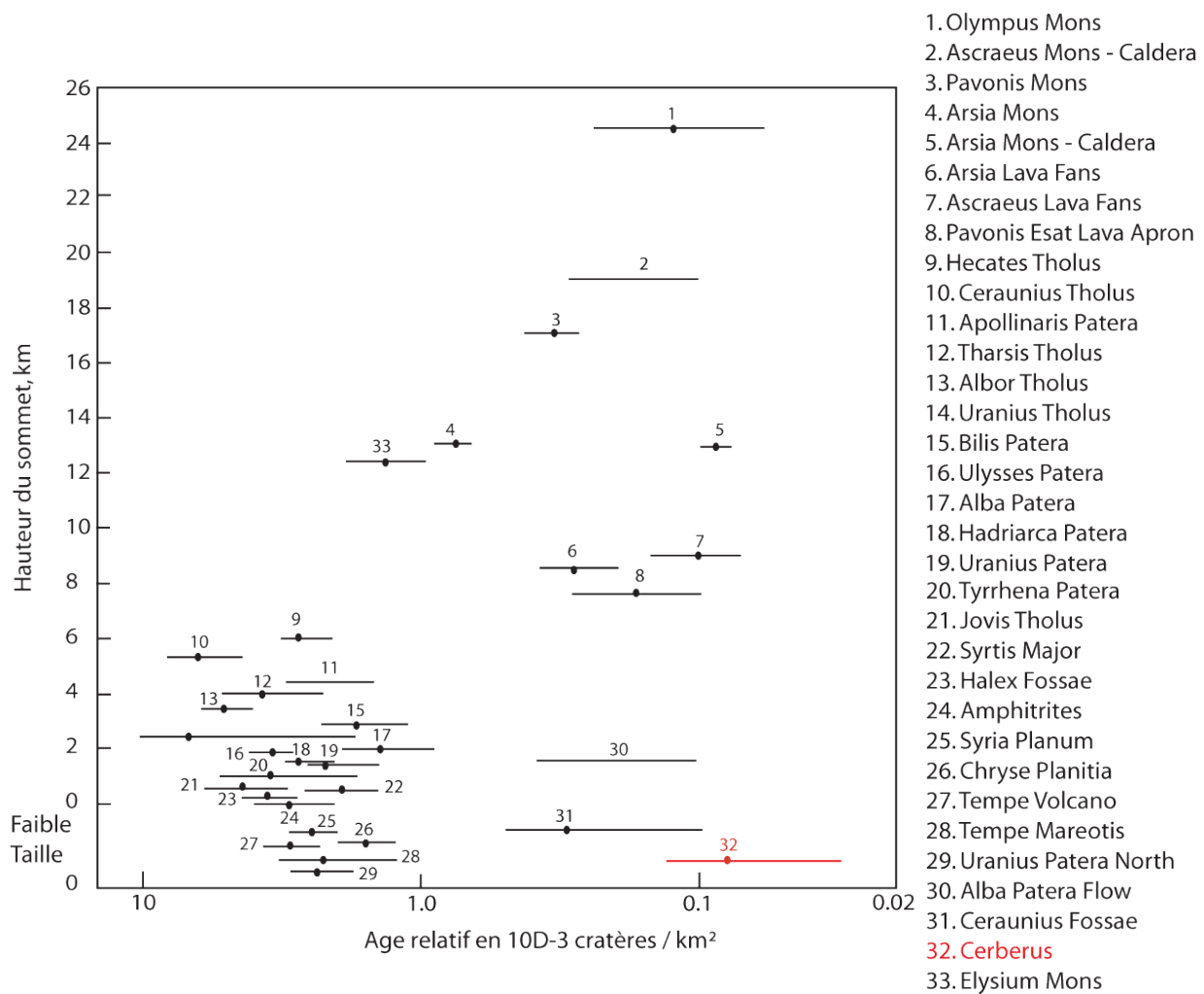


FIG. 6.18 – Distribution de la taille des édifices volcaniques martiens en fonction de leurs âges dérivés des données Vikings. On peut observer une évolution qui va des vieux édifices au relief relativement plat, vers des constructions plus hautes à mesure qu'elles sont jeunes, ou qu'elles présentent des signes d'activité récente. Les plaines de lave de Cerberus, qui sont le sujet d'étude de cette thèse, sont représentées en rouge, et sont en contradiction avec cette tendance globale. Ce volcanisme correspond à des écoulements de laves parmi les plus récents pour un relief quasi nul.

il y a X années. On aura ainsi accès au dernier cycle d'activité du volcan sauf si des surfaces volcaniques anciennes sont préservées de l'activité volcanique plus récente, ce qui est parfois le cas. En revanche, on n'aura jamais la certitude que ces surfaces représentent le début de l'activité du volcan. Cependant les éruptions qui recouvrent l'ensemble du volcan sont rares sur des édifices aussi larges que sur Mars et les images haute résolution permettent de couvrir une grande variété de surfaces qui témoignent d'activité volcanique sur plusieurs milliards d'années. Ces durées d'activité sont sans commune mesure avec la durée de vie d'un volcanisme de point chaud terrestre considéré comme stable ( $\sim 200$  Ma). Notre connaissance de la structure interne et de la dynamique de Mars est encore trop incomplète pour savoir comment un volcanisme peut demeurer stable sur une telle durée.

La plupart des édifices composant ces dômes s'est construite sur plusieurs milliards d'années et est caractérisée par des phases d'activités épisodiques, répétées jusqu'à aujourd'hui. Un grand nombre de calderas et de flancs d'édifices présentent des âges autour de 150 Ma, indiquant un probable pic d'activité à cette période.

**Volumes émis** Les volumes des Tholi et Paterae sont compris entre  $\sim 10^{12} \text{m}^3$  et moins de  $\sim 10^{14} \text{m}^3$  alors que, hormis Elysium mons avec un peu plus de  $\sim 10^{14} \text{m}^3$  et Pavonis Mons qui atteint presque  $\sim 5 \times 10^{14} \text{m}^3$ , tous les édifices majeurs ont des volumes supérieurs à  $\sim 10^{15} \text{m}^3$ . Ces volumes sont des estimations à minima car de nombreux édifices sont recouverts par des laves et qu'il est difficile d'en déterminer la base. Cependant, chaque volcan bouclier de Tharsis possède un volume similaire à la chaîne d'Hawaïi et des Empereurs dans son ensemble [Bargar et Jackson, 1974]. De plus, ces édifices ont craché des coulées de lave pendant des millions d'années qui sont venues combler les dépressions ajoutant certainement des volumes colossaux à la quantité totale de laves éruptées sur Mars. Les plaines volcaniques sont étendues, épaisses de plusieurs centaines de mètres en certains endroits. De la même manière que pour les tailles d'édifices, la tendance des volcans martiens montre que plus les manifestations volcaniques sont récentes, plus les volumes émis sont importants.

L'ensemble des volcans martiens totalise un volume minimum de  $\sim 4.77 \times 10^{15} \text{m}^3$  [Plescia, 2004], et si l'on considère que 60% de la surface martienne est couverte par des coulées de lave d'une épaisseur moyenne maximum de  $\sim 500 \text{m}$  ( $\sim 4.33 \times 10^{16} \text{m}^3$ ), l'ensemble des produits volcaniques sur la surface de Mars est égal à  $\sim 4.8 \times 10^{16} \text{m}^3$ . Le volume moyen de la croûte martienne est estimé à  $\sim 6.45 \times 10^{18} \text{m}^3$  à partir des données d'épaisseur de croûte [Wieczorek et Zuber, 2004]. Le volume estimé des produits volcaniques écoulés à la surface de Mars, représente donc 0.74% du volume de la croûte. Sur Terre, le rapport entre les magmas extrusifs et les magmas intrusifs qui forment des plutons est de 1 pour 10 ce qui implique, dans le cas d'un même rapport sur Mars, que 7.4% de la croûte martienne est composée d'intrusions plutoniques.

**Taux d'éruptions** Pour des taux d'éruptions volcaniques basaltiques de long terme, équivalents à ceux des volcans d'Hawaii, la durée nécessaire à la construction des édifices volcaniques martiens est courte en comparaison de leurs âges [Plescia, 2004]. Pour les gros volcans boucliers de Tharsis, les durées d'édifications vont de  $\sim 20$  Ma à un peu plus de  $\sim 180$  Ma. Pour les volcans plus petits, les durées vont de  $\sim 0.1$  Ma à  $\sim 10$  Ma. Ces estimations prennent en compte les périodes de non activité des volcans Hawaïiens, intégrée sur l'ensemble de la chaîne de volcans qui s'est développé en  $\sim 82$  Ma. En considérant que les panaches mantelliques formant des points chauds sont le type de mécanisme le plus susceptible de former du volcanisme sur Mars [McKenzie et Nimmo, 1999], les comparaisons terrestres mettent en exergue des différences majeures dans l'histoire d'un volcan sur Terre et sur Mars. Les multiples calderas observées au sommet des édifices majeurs montrent qu'il a existé de multiples périodes d'activités espacées par des longues périodes de calme ( $\sim 100$  Ma), mais il est évident que les cycles d'activité / non activité sont différents sur Mars et sur Terre si l'on veut à la fois rendre compte des volumes et des durées de fonctionnement.

**Implications** Comme nous l'avons évoqué, les volcans martiens vivent longtemps, et cette activité renseigne sur l'évolution temporelle de l'activité mantellique martienne, mais il est toujours impossible de savoir quelle est la durée de vie des points chauds dans le manteau Martien, et si cette dernière est supérieure à celle des points chauds sur Terre ( $\sim 100$ - $200$  My). La longue activité des volcans martiens implique une longue durée de vie de la source magmatique nécessaire à l'alimentation de ce volcanisme et suggère une dynamique mantellique longue et stable, difficile à modéliser avec les connaissances actuelles des processus qui régissent cette dynamique [Zaranek et Manga, 2007]. Cependant, si on considère que la planète Mars ne présente pas de signe de tectonique des plaques, il est évident que le comparatif avec les édifices terrestres n'est pas simple.

### 6.4.3 Evolution des magmas pour un centre d'activité

Les principes physico-chimiques qui conditionnent l'évolution de la composition des magmas terrestre sont transposables aux autres planètes. Ceci apporte une inconnue de plus à l'équation, car si alors la composition globale des magmas martiens a changé dans le temps comme le suggèrent les différents types de volcanisme que l'on y observe, quelle était sa composition dans le passé, quelle est-elle aujourd'hui, et comment a-t-elle varié entre temps ? De plus, répondre à cette question d'ordre global ne permettrait pas de savoir si un même volcan peut, comme sur Terre, présenter des variations chimiques et des évolutions magmatiques sur de courtes échelles de temps. Par exemple, la mission Mars-Odyssey a permis à l'équipe de la camera THEMIS de faire des observations de matériel volcanique acide, sous la forme de coulées dacitiques, et de suggérer un volcanisme riche

en silice [Christensen et al., 2005]. Cette découverte apporte un élément de réponse mais aussi de nouvelles questions comme l'étendue de ce type de volcanisme sur la planète ou la concentration de  $\text{SiO}_2$  dans ces coulées de lave. L'importance de la composition des fluides magmatiques et des concentrations minérales et chimiques est primordiale pour comprendre les phénomènes volcaniques observés. Un volcanisme explosif peut être de type basaltique ou plus acide sans que la morphologie de l'édifice soit vraiment modifiée, et des coulées de laves dacitiques peuvent se produire dans un environnement principalement basaltique comme c'est le cas de Syrtis Major [Christensen et al., 2005]. De plus, le plancher de certains cratères expose des concentrations de roches composées de quartz qui ressemblent aux granites terrestres et qui suggèrent que Mars permet une évolution des liquides magmatiques similaire aux chambres magmatiques terrestres, même si cette évolution semble pour l'instant plus rare [Bandfield et al., 2004]. La compilation des paramètres rhéologiques déduits par l'analyse des laves martiennes [Hiesinger, 2007], à laquelle contribue ce travail de thèse, montre une variété qui suggère une différenciation possible des liquides magmatiques et volcanisme martien complexe.

#### 6.4.4 Activité volcanique actuelle

Comme le montre la Figure 6.18 à partir des données Vikings, les effusions de laves les plus récentes ont des âges possibles de 30 Ma. Les comptages des cratères avec des données plus récentes et précises (MOC, THEMIS et HRSC) montrent des surfaces volcaniques encore plus jeunes, en particulier dans la région de Cerberus et d'Olympus, avec des coulées de laves datées à 2 Ma. Sur des échelles de temps géologiques ces âges sont subactuels, et si on considère que'il y a des preuves d'activité volcanique dont les âges s'échelonnent tout au long des 4 derniers milliards d'années, dans des régions localisées, il est donc très vraisemblable que les édifices martiens soient encore actifs [Burr et al., 2002; Berman et Hartmann, 2002; Werner et al., 2006; Vaucher et al., 2007].

#### 6.4.5 Etude des plaines de Cerberus : Une contribution à l'histoire volcanique de Mars

Les plaines de Cerberus sont une vaste zone d'un million de kilomètres carrés couverte de laves [Plescia, 1990] et comportant de petits édifices volcaniques et des traces de débâcles fluviales [Burr, 2002; Edgett, 1995; Berman, 2002]. Les âges de ces laves d'apparence très fluide, [Plescia, 1990], font état d'écoulements parmi les plus récents de la planète, vieux, au plus, de 200 Millions d'années [Burr, 2002; Berman, 2002]. Les formations les plus remarquables sont les 'Cerberus Fossae' (anciennement 'Cerberus Rupes') interprétées depuis une quinzaine d'années dans la littérature comme une série de fissures éruptives [Plescia, 1990; 1993] sub-parallèles qui s'étirent sur plus de  $\sim 1000$



kilomètres, de la limite Nord-Ouest des plaines jusqu'au centre, où elles disparaissent, recouvertes par les laves [Scott, 1986 ; Tanaka, 1992,1995 ; Burr, 2002]. Il s'agit probablement de fissures formées par l'extension, résultant de la charge flexurale du volcan bouclier [Hall, 1986] tout proche d'Elysium Mons, et/ou associées à des mise en place de dykes, mécanisme proposé pour le graben radial de Tharsis [Mege, 1996].

Les images Viking ont, pour la première fois, autorisé l'hypothèse d'un écoulement catastrophique d'eau dans la région [Scott, 1986], puis l'utilisation des images MOC a permis d'identifier trois chenaux distincts : Athabasca Valles (156°E, 9°N), Marte Vallis (181,5°E, 15,5°N) et un chenal au Nord (165,4°E, 15,6°N) [Burr, 2002 ; Berman, 2002]. La morphologie de ces chenaux laisse peu de doute quant au phénomène qui les a générés puisque l'on y retrouve de nombreux indices fluviaux (ligne de courant, linéation longitudinale, dunes transverses,...) malgré leur comblement partiel par les laves [Scott, 1986]. La littérature sur le sujet fait part d'une étroite relation entre l'épanchement des laves et la mise en place de ces réseaux fluviaux. En effet, de récentes études morphologiques ont permis de supposer une source commune pour les laves et les fluides responsables des morphologies fluviales [Burr, 2002 ; Berman, 2002]. Cette eau serait issue de la fusion, en profondeur, du sol chargé en glace d'eau lors de la remontée des laves. L'eau aurait jailli à la surface, aurait creusé les chenaux de débâcles, et se serait à nouveau perdue dans le sous-sol (en supposant que la perméabilité du sol le permette) ou évaporé. Malgré le fait que Cerberus Fossae soit souvent citée comme la seule source de volcanisme récent de la région [Burr, 2002 ; Edgett, 1995 ; Berman, 2002], des sources secondaires (volcan bouclier ou micro-fissures) semblent exister [Plescia, 1990 ; 1993].

#### 6.4.5.1 Une morphologie contradictoire

L'évolution morphologique de cette effusion ne suit pas la tendance proposée par l'ensemble des édifices volcaniques martiens. Sur la Figure 6.18 la région de Cerberus, en rouge, présente les surfaces d'écoulement de laves les plus récentes de la planète pour un relief quasi inexistant. La source de ce volcanisme est à la fois des fissures éruptives et des volcans boucliers de ~100 km de large pour ~100 m de hauteur. Ces morphologies sont en totale contradiction avec les autres édifices martiens ce qui suggère des processus nouveaux ou différents dans l'effusion des fluides magmatiques martiens, et qui donne aux plaines de Cerberus un statut volcanique unique sur Mars.

#### 6.4.5.2 Des cycles d'activité longs

Les âges et volumes d'effusions déterminés au cours de ce travail de thèse mettent en évidence une activité intermittente sur au moins ~250 Ma des surfaces de laves de

Cerberus, ce qui fait de cette région un véritable laboratoire pour l'étude de ce volcanisme récent atypique et de ses cycles d'activité et de repos. L'évolution dans le temps de la formation de Cerberus peut être confrontée à la mise en place des autres édifices martiens, même si leurs dimensions sont différentes, et permettre de comprendre les mécanismes qui régissent ces évolutions.

#### **6.4.5.3 Des effusions aux morphologies variées**

La région de Cerberus montre une variété de morphologies volcaniques d'effusion, avec des coulées massives d'apparence plus visqueuse que les coulées composant les volcans boucliers présents sur place et la présence de coulées de laves chenalisées qui suggèrent différentes rhéologies des magmas. Cette variabilité morphologique est une première étape pour discuter de la possibilité d'une différenciation par cristallisation fractionnée du magma pour un centre volcanique donné, et pour comprendre la présence de laves les plus fluides de la planète en cet endroit.

#### **6.4.5.4 Le volcanisme le plus récent**

Cerberus représente l'unité volcanique la plus récente de la planète Mars. Les âges des surfaces mettent en évidence des effusions volcaniques de quelques millions d'années seulement. Aux vues de la durée d'activité des autres édifices volcaniques martiens, il est très probable que cette région soit encore active aujourd'hui. La contrainte de l'activité volcanique actuelle sur Mars, outre les intérêts relatifs à l'exploration humaine des planètes et la mise en place de bases à la surface de Mars dont dépendront des sources d'énergie, renseigne sur le mode de refroidissement d'une planète tellurique.



Mars est un corps difficile à observer, mais c'est le plus gratifiant de tous. L'intérêt de l'observateur est constamment ravivé par son aspect toujours changeant.

William Sheehan, *the planet Mars*



## Cartographie des plaines de Cerberus

Les plaines de Cerberus sont étudiées depuis l'ère Viking. De nombreux indices d'écoulement d'eau, de laves ainsi que d'évènements tectoniques ont focalisé l'attention des scientifiques. Cette attention, sans cesse renouvelée à mesure que les images plus précises de la surface nous parvenaient, a permis l'élaboration d'un certain nombre de constats qui font de cette région la plus jeune surface martienne et qui nous fait nous interroger sur l'activité volcanique contemporaine de la planète.

Cette région de Mars a, tout d'abord, attiré l'attention de part son apparence plate et peu rugueuse en comparaison avec d'autres provinces volcaniques. Les plaines de Cerberus présentent des surfaces de laves lisses à l'échelle kilométrique, avec des jeux de reliefs de l'ordre du mètre sur la surface des coulées de lave, et de l'ordre de quelques dizaines de mètres au niveau des fronts de coulées. Les pentes de ces vastes épanchements de laves sont très faibles, en deçà du dixième de degrés, sur les centaines de milliers de kilomètres carrés qui composent les plaines de Cerberus. Cette surface est un enchevêtrement complexe de coulées de laves de taille plus ou moins importante qui recouvrent en partie les reliefs alentours des terrains plus rugueux et plus anciens, et sont recoupées sur plusieurs milliers de kilomètres par les 'Cerberus Fossae'.

Les 'Cerberus Fossae' sont un système de fractures d'effondrement et de grabens dont l'origine est encore débattue. Généralement des contraintes tectoniques extensives sont nécessaires à l'échelle de la région pour former de telles structures, et ni la formation du dôme de Tharsis, ni la charge structurale d'Elysium Mons ne semblent pouvoir expliquer ce réseau de failles. Ces fractures, ou fossae en latin, présentent des escarpements frais et recoupent toutes les formations de la zone, témoignant de leur activité relativement récente par rapport aux autres. En plusieurs endroits le long de ces fractures se trouvent la source de vallées fluviales, et en particulier celle de Athabasca Vallis.

Athabasca Vallis est une vallée de débâcle fluviale qui a été formée par un écoulement

catastrophique d'eau en provenance de la fracture. La fracture a agi comme un chemin d'accès pour l'eau du sous-sol qui a pu se retrouver libérée d'un aquifère sous pression. Les vallées fluviales des plaines de Cerberus se trouvent au nombre de quatre, dont les chenaux bien distincts s'observent assez bien, tant dans l'imagerie visible que sur les données topographiques.

Ces phénomènes volcaniques, tectoniques et fluviaux ont été en interaction, et sont probablement les conséquences d'une même cause. Les indices de chenaux fluviaux creusés dans les plaines de laves, de coulées de laves empruntant des chenaux fluviaux, de fractures parfois source de fluides magmatiques et aqueux, parfois recoupant laves et chenaux fluviaux ne manquent pas dans les études précédentes. Les auteurs se nourrissent de cette région fascinante dans laquelle toutes les interactions géologiques semblent se trouver. Ainsi, de nombreuses études décrivent ces différentes morphologies en détail, en fonction des données disponibles lors de leurs rédactions, fournissant des descriptions localisées pertinentes, mais sans apporter une vue globale sur l'ensemble de ces processus et leur histoire.

C'est l'objectif qui a motivé cet article : apporter une vision globale et synthétique des phénomènes volcaniques, tectoniques et fluviaux sur la région de Cerberus, grâce à l'ensemble des études locales précédemment publiées, et à une connaissance approfondie de la zone de Cerberus au travers de toutes les données nouvellement disponibles.

Tout d'abord, sur la présomption de vouloir identifier une zone lisse, la localisation précise de la zone couverte par les laves a été faite à l'aide d'un calcul de rugosité. Cet outil calcule un plan moyen à partir des données altimétriques MOLA comprises dans des cellules de 5km de diamètre au sol et donne comme résultat la pente du plan moyen, l'orientation de cette pente par rapport au Nord, et l'écart quadratique moyen entre les données comprises dans la cellule et le plan moyen. C'est cette dernière information qui renseigne sur la rugosité puisque plus sa valeur est élevée, plus le terrain est accidenté. L'histogramme de la région du bassin de Cerberus comporte un mode qui identifie nettement les surfaces lisses des plaines de laves.

Sur la base de cette distribution de rugosité, une mosaïque d'images THEMIS infrarouges de jour, fournie par l'équipe de l'University of Arizona State, a servi de base au dessin de la carte elle-même sous *ADOBE Illustrator* et à la définition des différentes unités. Toutes les données disponibles ont ensuite été utilisées pour mettre en évidence les détails des structures et la variété des morphologies : images visibles (MOC, VIKING, THEMIS, HRSC, HiRISE), images infrarouges (THEMIS de jour et de nuit), topographiques (MOLA, MNT HRSC) et spectroscopiques (THEMIS,OMEGA).

Cette cartographie est un nouveau résultat essentiel qui apporte une vision globale sur les processus de resurfaçage volcanique dans la province de Cerberus, ainsi que de nombreuses observations locales. En particulier, 16 nouveaux volcans boucliers et un événement fluviatile majeur sont identifiés en plus des quelques-uns déjà référencés dans la littérature.

Ensuite, de nombreuses surfaces de plaines de lave et de volcans ont été datées par comptage de cratères pour relier la distribution spatiale des laves à l'échelle temporelle. L'équation du flux météorique décroissant dans le système solaire, étalonné par l'expérience lunaire et adaptée au cas de Mars permet de déduire l'âge d'une surface martienne à partir du nombre de cratères par classe de diamètre et par unité de surface qui s'y trouvent. Une méthode statistique nouvelle, développée pour cette étude, a été utilisée, en plus de la méthode classique de comptage de cratères, pour comparer des âges proches.

Les résultats de ces comptages confirment les jeunes âges de certaines coulées de laves de 2 millions d'années, et documentent une chronologie des épisodes volcaniques qui suggère une activité volcanique sur plus de 250 millions d'années.

Le résultat principal de cette cartographie détaillée est de permettre une vision globale de l'activité volcanique, tectonique et fluviatile dans les plaines de Cerberus, en mettant en exergue les observations importantes décrites dans l'article :

- Une classification des surfaces volcaniques à partir de leur âge.
- Une étude stratigraphique de l'emplacement des laves.
- De nouvelles sources d'eau et de coulées de lave.

Les volumes de lave sont estimés en contraignant la surface du fond des dépressions emplies par les liquides volcaniques. Cette modélisation inclut l'importante contribution, de plus de 20% des larges impacts météoriques qui ont été noyés par les laves et dont ne subsistent que les remparts circulaires. Les volumes de lave se situent entre  $1.3 \times 10^5$  km<sup>3</sup> et  $1.7 \times 10^5$  km<sup>3</sup>, suggérant une formation liée à une activité volcanique cyclique, et correspondant à une épaisseur moyenne d'une centaine de mètres. Ces volumes sont relativement faibles en comparaison avec les édifices majeurs de Tharsis par exemple, mais sont comparable au volume de l'édifice volcanique d'Elysium Mons. La comparaison des flux déduits dans ce cas avec les flux de laves émis dans le cas de régions volcaniques sur Terre et les longues activités magmatiques terrestres suggère de plus longues périodes d'inactivité volcanique.

L'importance et la distribution des petits édifices volcaniques a été étudiée. La région de Cerberus comporte non moins de 22 volcans boucliers, dont 10 n'étaient pas reconnus

jusqu'à présent. Les relations stratigraphiques et les âges dérivés par comptage de cratères indiquent une contemporanéité de ces constructions avec les vastes plaines de laves qui composent la majeure partie des plaines. La coexistence du volcanisme fissural et de ces volcans boucliers n'est pas typique du volcanisme martien et des antécédents terrestres existent, en Islande en particulier. Cependant, aucun des modèles d'extension proposés pour expliquer la formation des Cerberus fossae ne permet d'expliquer une telle coexistence d'éruptions fissurales, et à partir de volcans boucliers.

En ce qui concerne les écoulements d'eau, une nouvelle source a été localisée au sommet d'une élévation sous forme d'un petit réseau de failles sub-parallèles entre elles et au Cerberus fossae. Des cônes, dont la distribution semble contrôlée par des cratères enfouis, reposent sur des sédiments fluviatiles. Leur origine explosive remet en cause l'interprétation des cônes trouvés sur Mars jusqu'à présent et assimilés à des pingos ou des pseudos cratères. Des questions restent cependant en suspens devant la coexistence d'écoulement d'eau et de laves, et l'absence de morphologies phréato-magmatiques.

L'origine des différents types de laves coexistant dans une région et formant deux édifices bien distincts, les volcans boucliers, et des coulées massives, a été proposée par diverses études. Les hypothèses invoquent des variations de flux d'émission ou de viscosité par différenciation magmatique et diminution des volatils. Aucune des hypothèses proposées n'explique clairement la présence commune de volcans boucliers, de coulées massives et de coulées de laves chennalisées sur la même zone.

Les preuves d'activités récentes volcaniques, tectoniques et fluviatiles font de la région de Cerberus un candidat d'importance pour les sites d'atterrissage des futurs rovers, en dépit du défi technologique que représentera leur évolution sur les laves rugueuses à l'échelle du mètre.

## Mapping of the Cerberus plains, Ages and Geological features

<sup>1</sup>J. Vaucher, <sup>1</sup>D. Baratoux, <sup>2</sup>N. Mangold, <sup>1</sup>P. Pinet, <sup>3</sup>K. Kurita, <sup>1</sup>M. Grégoire

*<sup>1</sup> :Observatoire Midi-Pyrénées, Laboratoire Dynamique Terrestre et Planétaire, UMR 5562, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.*

*<sup>2</sup> :Interaction et Dynamique des Environnements de Surface, UMR8148, Orsay, France.*

*<sup>3</sup> :Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan.*

**Abstract :** The Cerberus plains, at the southern vicinity of Elysium Mons were studied since the Viking era. These previous studies show an increasing number of clues in favor of recent volcanism and interactions between ground water release, magma ascent and tectonic processes. There are four spatially distinct aqueous flood channels emanating from a system of linear fissures and recent eruptions of low viscosity lavas were proposed to originate from these fissures and from low shield volcanoes. Despite a large amount of observations, the global chronology of geological processes resulting in the various erosional and volcanic landforms is still missing. The purpose of this study is to produce a new interpretative map of the geologic units of the Cerberus area. Our mapping of the region is distinct from previous studies. First, the map is global and consists in a synthesis of all local observations reported in the literature, in addition to our new observations. Several new findings are reported in this paper. We discovered 10 new shield volcanoes and 1 additional fluvial events. Second, a careful chronology has been achieved from a combined analysis based on both relative stratigraphy and crater counts on the volcanic areas. Images for the THEMIS-VIS, THEMIS-IR, HRSC, and MOC experiments have been used. A probabilistic approach has been introduced to compare close ages. Our results confirm the recent age (2 My) of some lava flows and document the chronology of volcanic episodes which suggest a volcanic activity over the last 250 My. The map allows a global view of the volcanic, fluvial and tectonic activity in the Cerberus plains pointing out important observations described in the paper : (1) classification of the volcanic surfaces from their age, (2) stratigraphic study of the lava emplacement, (3) new sources of water and lavas. Moreover, the lava volumes has been re-estimated from a constrained modeling of the floor of the depressions filled by the volcanic products. This computation includes the important contribution ( $> 20\%$ ) of the large craters which have been buried by the lava. The lava volumes range from  $1.3 \times 10^5 \text{ km}^3$  to  $1.7 \times 10^5 \text{ km}^3$  suggesting a cyclic activity of the plains during that time, corresponding to an equivalent thickness of one hundred meters. Comparison to flow rates on terrestrial volcanic regions and long-term magmatic activity on the Earth suggests longer quiescent cycles.

**keywords :** Mars, surface ; ages ; volcanism ; water.



## 7.1 Introduction

The recent exploration of Mars has revealed numerous fascinating evidences for recent geologic activity. Young lava flows [Plescia, 2003], gullies [Costard, 2001; Costard *et al.*, 2007], fluvial valleys [Plescia, 2003], periglacial morphologies associated with the present ground ice [Burr *et al.*, 2005] and dust avalanches or slopes streaks [Sullivan *et al.*, 2001; Baratoux *et al.*, 2006] are among the best examples of this recent activity. The Cerberus plains (150° to 180°E, -2° to 12°N) is the youngest of the volcanic provinces on Mars and consists in various kind of lava flows [Berman and Hartmann, 2002; Lanagan, 2004], shield volcanoes [Plescia, 1990, 2003; Greeley and Guest, 1987; Scott and Tanaka, 1986], fissures, tectonic fractures and associated water release events [Burr *et al.*, 2002a; Burr *et al.*, 2002b; Plescia, 1993, 2003; Wilson and Head, 1994]. A large number of local observations have been collected and published on this region since the Viking missions. An agreement has been reached concerning the recent ages for the volcanic activity, while a number of contradictions still remain about the youth of fluvial events. Different volcanic vents have been suggested such as shield volcanoes and the fractures themselves. The relative contribution of these different vents is still debated. The relative chronology between the different volcanic morphologies has not yet been addressed. Rough estimations of the volumes of volcanic material have been provided from local observations of lava thickness simply extrapolated for the entire volcanic area. Consequently, a synthetic view of the geological activity at Cerberus is still lacking. These facts have motivated us to achieve a geologic map of the Cerberus volcanic units focusing in particular on (1) tracking the lava pathways up to the vents, (2) the chronology, both relative and absolute, between the different sources, and between the volcanic and fluvial events, (3) an estimation of the volumes of volcanic material. For the last point, the topography of the depressions before lava infilling has been derived, and a map of thicknesses of volcanic material for the entire area has been obtained. More than 15,000 craters have been counted on 35 different volcanic areas defined from the geological mapping. The absolute dating has been cross-checked with stratigraphic relationships when possible. The study represents a step toward a comprehensive view of the volcanic history and the relationships between the volcanism and recent water release.

## 7.2 Methodology

Some methods to map the volcanic region of Cerberus are not standard, and are presented in this section with the standard ones equally mentioned here. First, a detailed geological map has been achieved from morphologic and topographic analysis with the determination of stratigraphic relationships between the different units. Since the region of Cerberus is known for its recent volcanic activity, we focused on the stratigraphical

relationships between volcanic landforms, volcanic shields and massive lava flows, but also between volcanic landforms and fluvial or tectonic events. Then, the absolute dating of selected units has been done by crater counting methods with the objective (1) to confirm the stratigraphic relationships with absolute ages determination, (2) to infer the detailed chronology of recent volcanic episodes. The implications of this chronology is discussed in the last section. The volume of lava emitted during the formation of the Cerberus plains constitutes a key observation to discuss the volcanic history of the planet, and the possibility that Mars could be still volcanically active. Potential large amount of volatiles could have been also released from this volcanic event, which could be an important constrain for the recent atmospheric pressure and composition. The last part of this section presents the method we developped to constrain the lava thicknesses.

### 7.2.1 Geological mapping

The THEMIS-IR day mosaic has been used as the reference to place the outlines of geological units or any other kind of information. The map itself has been realised on *Illustrator ADOBE* software via the superposition of layers over the THEMIS-IR day mosaic. The localisation of the main units has been made on the basis of the previous geological mapping of this region [Lanagan *et al.*, 2004 ; Tanaka *et al.*, 1986 ; Tanaka *et al.*, 1992 ; Werner *et al.*, 2003]. Since the resolution of the mosaic is higher than the resolution of MOLA data in the equatorial region, these data have been preferred to the MOLA shaded relief. Local analysis and precise determination of stratigraphical relationships required the use of high resolution visible images (THEMIS-VIS, MOC and HRSC), as individual THEMIS-IR daytime and nighttime frames. Nighttime THEMIS images were useful to delineate geological units based on their thermophysical properties. MOLA data have been very useful locally for the identification of volcanic features such as volcanic shields.

Following findings from previous roughness studies [Kreslavsky *et al.*, 2002 ; Head *et al.*, 2003], a roughness estimator was developped to classify the surface of Cerberus. Mapping of surface roughness has been achieved from the higher spatial-resolution interpolated MOLA grid. Our roughness estimator defines as following. Average planes have been adjusted locally by a least squares method on the topographic points within 5 km diameter cells. For each cells the slope and the azimuth of the planes have been calculated. Given MOLA points spacing in equatorial regions, each cell encompasses few tens of individual MOLA measurements. The roughness has been defined at the center of each plane as the root mean square of the difference between the MOLA altimetry values and the average plane local elevations [Pinet and Rosemberg, 2001]. Surface roughness is recognized as an useful surface parameter related to geological processes, such as impact cratering, erosion or volcanic activity, even if the relation between roughness and one geological

process is generally non-unique. Surfaces of similar roughnesses may result from very different geologic histories. However, surface roughness characterization is shown to be particularly efficient in the context of our study, and in particular to define the limits of the recent Cerberus lava flow. Indeed, the frequency distribution function of surface roughness (cf. Fig. 7.1) display three modes, the first mode being clearly separated from the other ones. This mode corresponds to the recent volcanic surfaces and lava flows which have a uniquely low value of roughness compared to the remaining parts of the region. The different modes of the histogram has been used as an additional support to globally determine the limits of the main geological units. Contacts were then confirmed and precisely defined from HRSC, MOC and THEMIS images.

## 7.2.2 Relative and absolute dating by crater counts

Stratigraphic relationships and thus relative ages of the different geological units are inferred following the method presented in the section 2.1. The first objective of crater counts is to confirm the relative dating with absolute ages and vice-versa. The second objective of crater counts is to determine the absolute ages of selected volcanic terrains in order to discuss the succession and nature of volcanic events and their relationships to the other recent geologic processes. Numerous volcanic, fluvial and tectonic events are probably younger than 100 My, as suggested by crater counts from *Berman and Hartmann* [2002]. Back and forth analyses between the stratigraphic analysis and the absolute dating is necessary to infer the complex geologic history at the local scale. Absolute dating is achieved using the standard method with the last update of Martian isochrons presented in *Hartmann* [2005]. The determination of the chronologic sequence of volcanic and fluvial events often requires the comparison of close ages separated by few millions years. Distances between ages are expected to be close or even within error bars. A statistical approach is required to determine and quantify how meaningful are the comparison of close ages. We thus present a simple method based on the generalized inverse problem to estimate the probability of one surface to be younger than another one given the crater counts and their uncertainties on the two surfaces.

### 7.2.2.1 Absolute ages

The model for Martian isochrons relies on the recent papers on [*Hartmann*, 2005; *Ivanov*, 2001a; *Neukum*, 2001] and include essential updates concerning the recent ages and small craters. Crater counts are plotted on the last update of isochrons of *Hartmann*, [2005]. MOC (16 m to 8 km), HRSC, and THEMIS-VIS images permits to cover a wide range of crater diameters, from 16 m to 8 km, 100 m to 60 km and 100 m to 15 km respectively. All the craters are counted without restrictions but the resolution of images. Crater counts are first fit to the Martian isochrons using a standard non-linear least squares in-

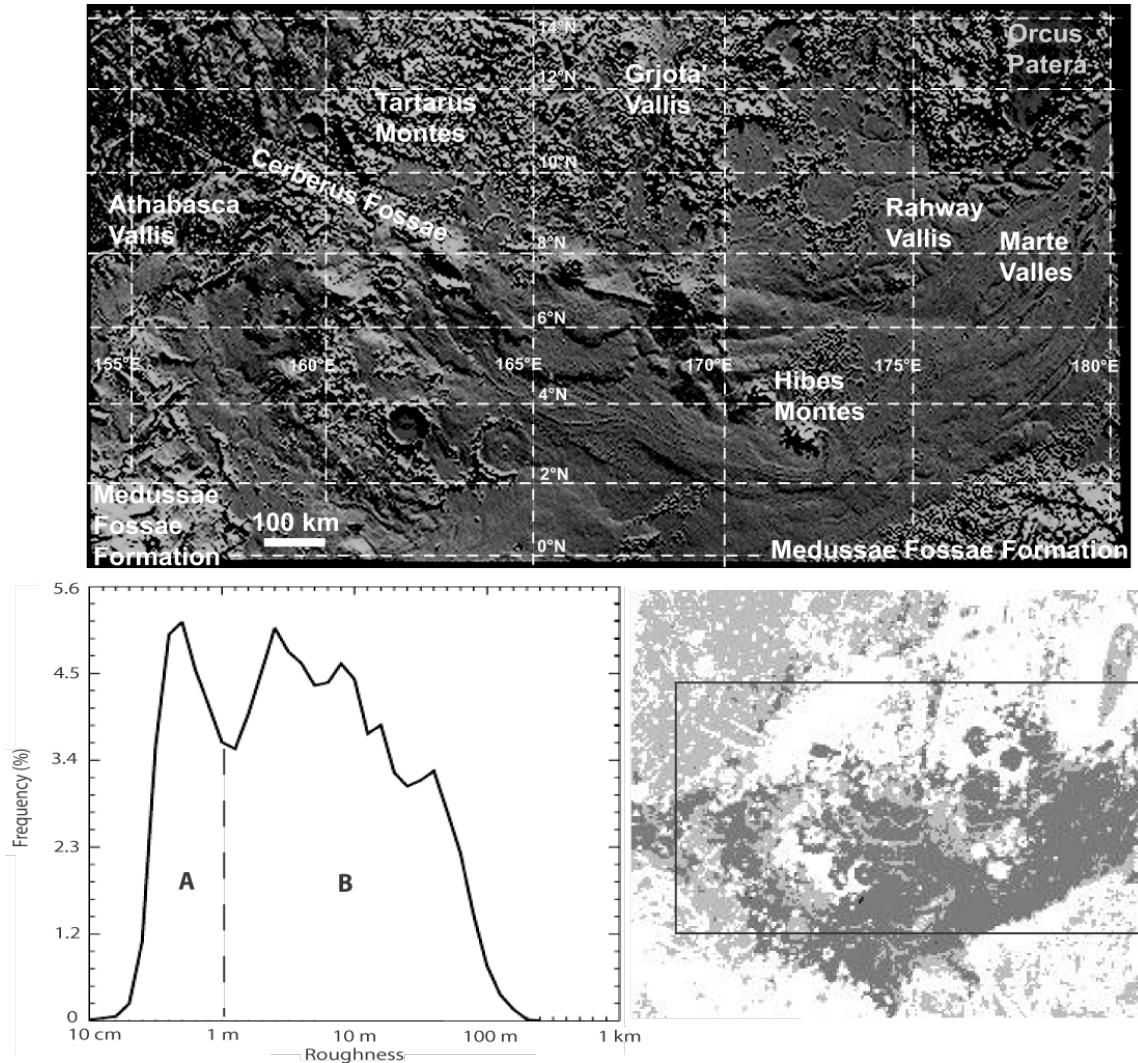


FIG. 7.1 – Context shaded relief map of Cerberus and associated roughness map. The roughness is calculated on 5 km diameter cells MOLA data as the RMS between each MOLA data within the cell and the average plane computed from these data for each cell. The roughness histogram computed from the roughness map over Cerberus plains has three modes. This first mode (part *A*) of the histogram corresponding to roughness values ranging from 10 *cm* to 1 *m*. It is helpful to use this result to define the boundaries of the Cerberus plains unit (in dark grey). The other terrains (part *B* of the histogram) have higher roughness values distributed in two modes which are less separated. It is thus more complex to separate geological within these terrains from the roughness values even if some significant variations are reported.

version method taking into account the uncertainty for each crater count for each. The reader is referred to the appendix for the details of the least squares inversion. All the crater diameters over the selected zones on visible images are measured and the counts are plotted for each unit to date on a Martian crater count isochron diagram [Hartmann, 2005]. Counts for smaller craters at the limit of the image resolution, or sometimes counts for the largest ones which are statistically meaningless are not considered for the isochron adjustment. The best age and its formal uncertainty are obtained from this standard adjustment process. The uncertainty results both from error bars on each count and from the derivation between the best fit and the measurements.

### 7.2.2.2 Statistical approach for the comparison of ages

The purpose of this development is to estimate the probability that one surface  $S_1$  is younger than another surface  $S_2$ . If one compares ages using the formal error bars given by the least squares method, one assumes that the density probability function for age is a gaussian expression of the time. This has generally no consequences when the differences between ages are far greater than error bars. However, this assumption is generally wrong and could be critical for comparison of close ages. For instance, the most probable value for an age is not necessarily the central value of the probability density function. Indeed the crater impact rate is not linear in time, as given by the equation in the Appendix A and the density probability function is generally not a gaussian expression of the time. One can argue that the crater impacts number is linear with the time for young ages such as those at Cerberus. First, we intent to propose a statistical analysis which is not restricted to young ages. Then the constant impact rate approximation for Hesperian and Amazonian ages is also subject to debate as emphasized by *Quantin* (2004,2007). Thus the time dependence should be modified in the 3 – 0Gy period with about a factor of 3. Ages would be shifted as, for example, 10 My, would become, 30 My. This would not change the relative ages from a location to another [Quantin, 2004,2007]. The better understanding in the future of the role of secondary craters may also modify the present impact rate equation. Finally, error bars might be larger than the age for very young ages (for instance 5 My  $\pm$  10 My) which is meaningless. This situation should be taken into account in the ages comparison. For all these reasons we use the general form of the probability function as given in *Tarantola and Valette* [1982] :

$$P(t) = A.exp(\sum_{i=0}^n -\frac{(N(D_i) - N^0(D_i, t))^2}{\sigma_i^2}) \quad (7.1)$$

where  $N(D_i)$  is the crater count for the class  $D_i$ ,  $\sigma_i$  the associated error bar, and  $N^0(D_i, t)$  the crater count given by the theoretical isochron. This expression means that the density of probability function is the gaussian form of the weighted residuals. Following the

notation of the equation given in the appendix, this expression takes the form of :

$$P(t) = A.e^{-l^T Pl} \quad (7.2)$$

This expression is valid for  $t > 0$  but the density probability function should be equal to zero for negative ages (future ages). This is taken into account in the normalisation factor given by :

$$A = \frac{1}{\int_0^\infty e^{(-l^T Pl)}.dt} \quad (7.3)$$

Then, comparing (cf. Fig. 7.2) two volcanic surfaces  $S_1$  and  $S_2$ , the probability that  $S_1$  is younger than  $S_2$  is given by :

$$P(S_1 < S_2) = \int_0^\infty [P_1(t) * \int_t^\infty P_2(t').dt'].dt \quad (7.4)$$

The probability  $P(S_1 < S_2)$  can be estimated for all pairs of dated surfaces. In order to provide to the reader an element of comparison to the standard methods based on errors bars, we estimate this probability for two surfaces separated by a given period of time  $\Delta t$  equal to half the sum of error bars. For this estimation, a Gaussian probability is used to approximate the density probability of ages, and  $P(S_1 < S_2)$  is given by :

$$P(S_1 < S_2) = \frac{1}{2\sigma_1\sqrt{2\pi}} \int_0^\infty [e^{-\frac{1}{2}(\frac{t-t_1}{\sigma_1})^2} \text{erf}(\frac{t-t_2}{\sqrt{\pi}\sigma_2}).dt] \quad (7.5)$$

In this case, the value of  $P(S_1 < S_2)$  slightly depends on the ages of surfaces but, is around 0.9 for ages below 3 Gy. This value is greater than the threshold value used for separating the periods of volcanic activity (70%). The number of craters is approximated by a linear function of time for the last 3 Gy. Thus, the probability density of surface age is a symmetrical function for young ages as stated before. In that case, the use of age uncertainties are still relevant. However the estimation of such probabilities is considered more convenient to investigate the chronology of volcanic activity of Cerberus. Moreover, such approach is essential to compare close ages when time dependence is non-linear, especially for the surfaces older than 3 Gy. A recent study proposed that time dependence should be modified in the 3 – 0 Gy period [Quantin, 2004, 2007]. If non-linear dependence is adopted in the near future, ages should be compared using this method for the full range of martian ages.

### 7.2.3 Volume estimation of recent lava formations

The method developed here is aimed at estimating the volume of recent volcanic formations. Two different methods have been developed depending on the geometry of the depressions filled by volcanic material. When the lava flowed on a slope, the volume

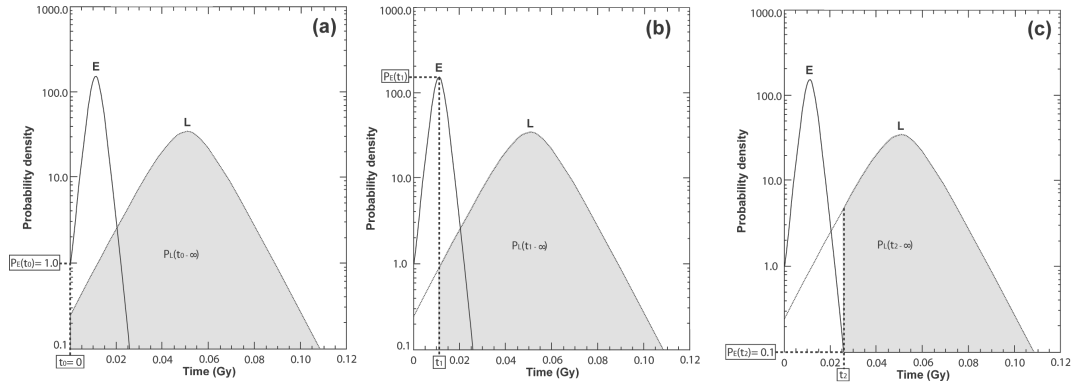


FIG. 7.2 – These graphs present the principle of the statistical method developed to compare close young ages. Assuming that the crater count process follows a Gaussian probability law, the density of probability to get the age  $t_1$  for the area  $E$  (b) is given by  $P_E(t_1) = A.e^{-l^T Pl}$  for positive values of  $t_1$ . The term  $A$  is a normalisation factor that takes in account the fact that the integration of  $P$  between  $t_1 = 0$  and infinity has to be equal to one, and the term  $(l^T Pl)$  is the sum of squares of residuals. In the case for which the surface  $E$  has an age  $t_1$  (b), the probability to get the surface  $E$  younger than the surface  $L$  is given by the integration of the density of probability  $P_L$  between  $t_1$  and infinity. Then we have to consider all the possible ages for the surface  $E$  (for example (a), (b), (c)), from  $t_0$  (a) to infinity. The probability for all surfaces has been estimated in one-to-one comparison. Then, the surfaces have been divided into several groups. A new group is defined arbitrarily when the probability of the surface to older than all the younger ones is higher than 70%. The value of 70% empirically from different attempts using different threshold values between 60% and 90%. The approach suggests variation of the volcanic activity with time and several main volcanic episodes distributed for at least the last 50 My.

deduced from the product between the height of the flows at the lava fronts and the total area covered by the lava on the slope. The second method applies to flood lavas infilling large basins anticipated to be the largest contributors to the volumes of volcanic material. The topography of the substratum (i.e., the surface of the depression infilled by volcanic material) is constrained by different topographic measurements (cf. Fig. 7.3) which are detailed below. Naturally, similar interpolation methods could be also applied for the estimation of sediments volumes infilling crater cavities, basins, or any forms of depressions. Finally, the volume of material infilling the main buried craters has been calculated separately. Indeed, large craters generated depressions in the substratum which are probably mostly filled by volcanic material. The volume of volcanic material within the craters and under the substratum model has to be added to the total volume. Despite the fact that such old depressions might also be partially filled by sediments, we argue that the main material filling them is lava (see section 4.3). Then, this volume can not be neglected.

### 7.2.3.1 Topographic constraints and interpolation methods for the large basins

A set of topographic points located on the basin's surface has been collected from the 1/128th degree/pixel MOLA grids. The minimum curvature algorithm [Franké, 1982] is used to interpolate the surface of the basin named for convenience the substratum surface. In order to constrain this surface, a set of points are collected at the contact between the recent volcanic material the non-filled part of the substratum. A second set of points are collected few kilometers from this contact outside the basin. These points are used to determine the local topographic gradient at the contact with the lava. The thickness of the lava pile within the basin can be also constrained from the presence of large buried craters. Apparent elevation of crater rims above the lava surface are measured from MOLA topographic grids. Then the actual elevation of crater rims  $h$  above the substratum is deduced from the crater diameter using average scaling laws for impact craters on Mars [Garvin, 2003] :

$$h = 0.02 * D^{0.84} \quad (7.6)$$

The difference between measured and actual elevation provides with a local estimation of the thickness of the material  $t$  :

$$t = h - (h_{rim} - h_{lava}) \quad (7.7)$$

where  $h_{rim}$  represents the average elevation of the crater rim and  $h_{lava}$  represents the average elevation of the volcanic rocks in the region of the crater. The substratum elevation



estimated at the crater center is derived from the thickness of volcanic material and the average elevation of the infilled depression :

$$h_{substratum} = h_{lava} - [h - (h_{rim} - h_{lava})] \quad (7.8)$$

The set of points at the contact, outside the contact and from the buried craters are interpolated using the minimum curvature algorithm. The thickness of the lava flows and the total volumes of volcanic material are estimated from the difference between the surfaces of the basin and the substratum (cf. Fig. 7.3).

### 7.2.3.2 Buried craters

The buried craters considered are complex craters, with a diameter  $> 15\text{km}$  and thus have a flat floor [Melosh, 1989]. In order to approximate the volume of lava filling the buried craters, their cavity has been assimilated to a truncated cone where  $H$  is the height between the small base of radius ( $R_b$ ) and the large base of radius ( $R_B$ ) (cf. Fig. 7.4) :

$$V = \frac{H}{3}(\pi R_B^2 + b + \pi R_B R_b) \quad (7.9)$$

The height  $H$  corresponds here to the additional thickness of volcanic material infilling the buried between the model of the substratum surface defined from the first step and the crater floor. This thickness is estimated from the difference between the depth of the crater floor ( $H_{crat}$ ) and the rim height ( $h_{rim}$ ). These two quantities are estimated from the rim-to-rim diameter of the crater from average laws for the Martian surface [Garvin, 2003] :

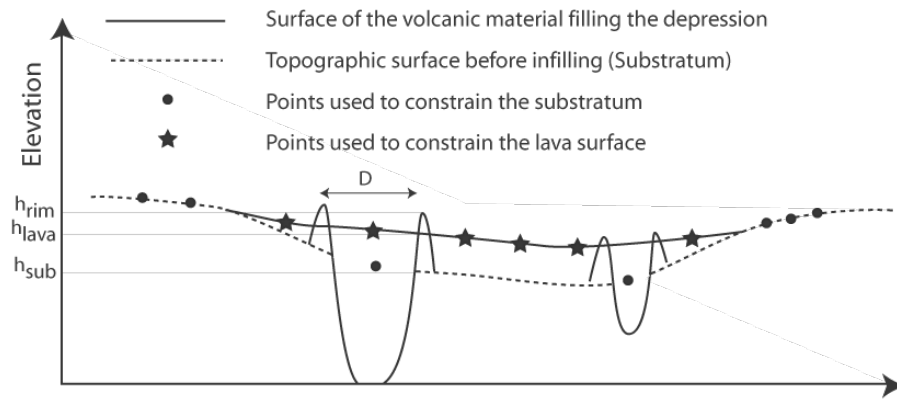
$$h = h_{crat} - h_{rim} = 0.36D^{0.49} - 0.02D^{0.49} \quad (7.10)$$

The crater floor radius is approximated with  $R_b = 0.55 * R$  and the average slope of the rim is considered to be around  $15^\circ$  from observations on non-buried craters in the area. The radius of the large base of the truncated cone writes as follows :

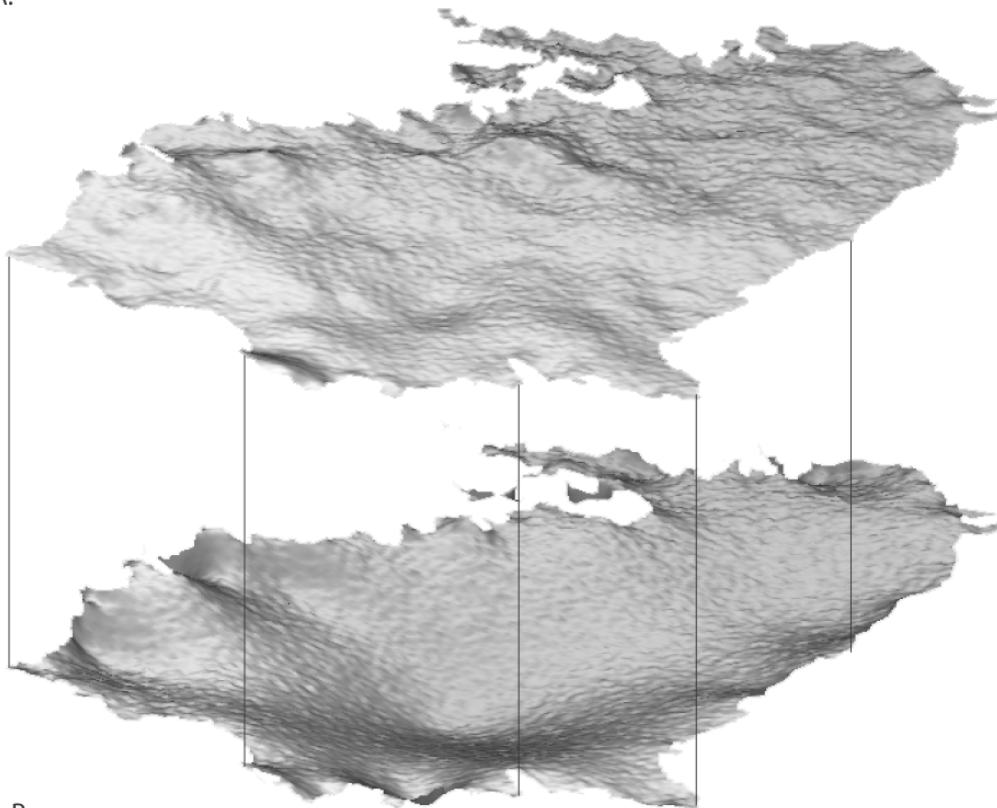
$$R_B = R_b + h * \tan(75^\circ) \quad (7.11)$$

The volume expression of the additional material inside buried crater is :

$$V = \pi(R_b^2 h + R_b h^2 \tan(75^\circ)) + \pi \frac{h^3}{3} \tan^2(75^\circ) \quad (7.12)$$



A.



B.

FIG. 7.3 – These graphs represent the methodology to estimate the volume of the Cerberus plains. (A) Two surfaces must be determined : the surface of the present lava flows, and the surface of the substratum (the base of the basin infilled by the lava flows). The first surface is defined from the MOLA elevations over the lava unit. The substratum surface is constrained using (i) the elevation data of the terrains surrounding the lava unit, (ii) the buried craters within the lava unit with the average relation between the diameter and the crater rims [Garvin, 2003]. (B) Perspective view of the lava and substratum surfaces of the Cerberus lava plains. The volume of volcanic material infilling the depression has been deduced from the difference between the two surfaces.

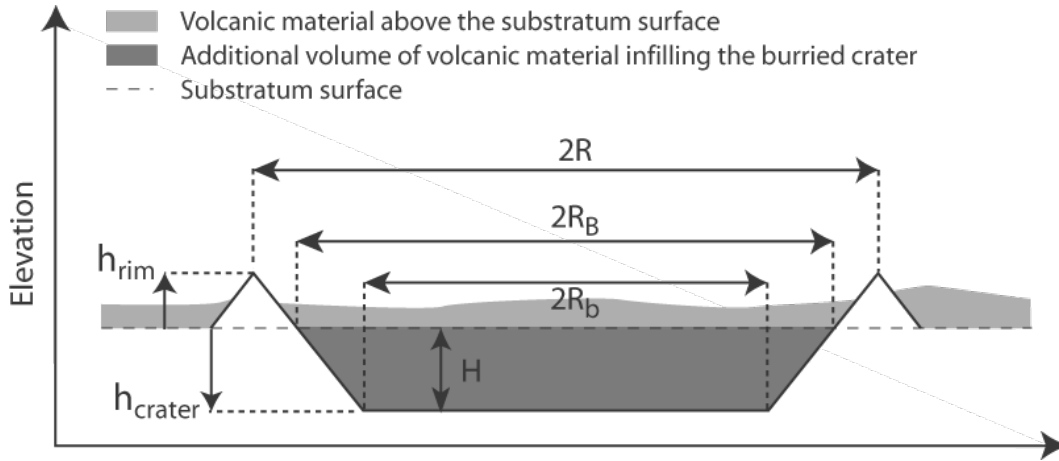


FIG. 7.4 – Representation of the geometric parameters for the estimation of the volume of volcanic material infilling the buried craters at Cerberus. The volume of the cavity of the complex craters is approximated using a truncated cone.

## 7.3 Observation

### 7.3.1 Geological Map

The map provides a high-resolution mapping of geological units, but also a regional view of geological processes and the relationships between them. A synthesis of new observations and new insights into the geologic history of the region resulting from the achievement of this map are presented here, following an organization in four parts. The first part is a description of the different geological terrains of Cerberus represented on the map and a localisation of the remarkable observations that are discussed in the other parts. The second part concerns the volcanic features, the distribution of volcanic vents, the diversity and distribution of style of volcanic eruptions and the lava emplacement mode. This includes in particular the relationships between massive or channellized lava flows emanating from fractures, and lava flows emanating from central vents of small volcanic shields. With the large number of lava flow ages derived on the Cerberus plains, we attempt to define the characteristic time scales of the Cerberus volcanic event. The third part focuses on the water sources and water-transported sediments pathways. The tectonic features and the relationships between volcanic and tectonic activity on Cerberus are finally presented.

### 7.3.2 Geology of Cerberus and topography

The document consists in the geologic map with the abstract of the paper as an introduction at the top left, the map itself, and the legend at the bottom right. The terrains composing the Cerberus plains have been represented on the map by different

colours. This classification has been made from a study of each terrain's surface and the relationship of each terrain with the others.

The terrains corresponding to the lava flows are ACo (Amazonia Cerberus old) in orange and ACy (Amazonia Cerberus young) in pink. The most recent one, ACy consists in recent lava flows, incised in some places by fluvial events as shown by blue arrows. The whole area is smoother and younger than the surrounding terrains and can be clearly defined by its platy-ridged lava surfaces. Few contacts with ACo are uncertain as shown by dotted lines. ACy area has been divided in 6 different parts named in function of their localisation for the volume calculation. The central part of the Cerberus lava plains is the biggest and probably concentrates most of the lava sources. This area is centered  $3^{\circ}\text{N}/137^{\circ}\text{E}$ , covers up to  $11^{\circ}\text{N}$ , down to  $5^{\circ}\text{S}$  and is limited by a ridge (centered at  $6^{\circ}\text{N}/155.5^{\circ}\text{E}$ ) to the west and until  $179^{\circ}\text{E}$  to the east. This area is referred as the Main Cerberus Basin (MCB) since the lavas infill a depression. The lava fronts and the lobes are highlighted by red lines on the pink unit and the stratigraphic contacts are represented by arrows along these lines. East of MCB are lava flows infilling Marte Valles until Amazonis Planitia (AP1 in dark green) reaching  $32^{\circ}\text{N}/186^{\circ}\text{E}$  and  $25^{\circ}\text{N}/199^{\circ}\text{E}$ . This zone is referred as Marte Valles (MV) lava flows. West of MCB, behind the limitative ridge, are the lava flows from the Cerberus fossae fractures ( $10^{\circ}\text{N}/158^{\circ}\text{E}$ ) partially infilling Athabasca Vallis (centred  $8.5^{\circ}\text{N}/155^{\circ}\text{E}$ ) and covering the slope along the ridge until  $5^{\circ}\text{N}/154^{\circ}\text{E}$ . This terrain is referred as the Athabasca Vallis (AV) lava flows. These lava flows rest in a vast area on the east, up to  $9^{\circ}\text{N}/150^{\circ}\text{E}$  to the north and  $5^{\circ}\text{N}/144.5^{\circ}\text{E}$  to the west. It is limited by the AV area to the east and by the Medusae Fossae Formation (Aml in light green) to the south between  $4.5^{\circ}\text{N}/148^{\circ}\text{E}$  and  $4.2^{\circ}\text{N}/152.5^{\circ}\text{E}$ . This area is named Athabasca Basin (AB) is bounded by a topographic jump located  $1.2^{\circ}\text{N}/146.7^{\circ}\text{E}$ . The Cerberus lava flows extend from this region to approximately  $4.5^{\circ}\text{N}/140.5^{\circ}\text{E}$  through a linear through between the Medusae Fossae Formation and the Member 1 of Elysium formation (Ael1 in dark maroon). This part is referred as the Western Lava Path (WLP). Finally, the lava flows emplaced west of  $140.5^{\circ}\text{E}$  infilling a topographic depression are referred as the Western Lava Basin (WLB). In MCB and AV areas a total of 21 shield volcanoes have been identified and are an ubiquitous part of the source of these lavas. These edifices are represented on the pink area by darker pink circles which cover the ground surface of each edifice.

The main outflows water sources are represented by blue circles. The water channels, either overprinting the lava flows or infilled by lava flows are represented by blue dotted arrows. The expected source of the Marte Valles waters which carved the stream islands and river beds lately infilled by ACo and ACy lava flows is represented by the black dashed line centred  $6^{\circ}\text{N}/176.5^{\circ}\text{E}$ . The highlands composed by knobs are represented in light maroon under the label Hnu. Those terrains are erosional remnants and exposures of the plateau sequence. The Tartarus Montes (centered  $6^{\circ}\text{N}/176.5^{\circ}\text{E}$ ) and the Hibes Montes

(centered  $4.5^{\circ}\text{N}/171^{\circ}\text{E}$  and  $3.5^{\circ}\text{N}/172^{\circ}\text{E}$ ) belong to this unit. Some of these Noachian knobs and hills remnants are frequently embayed by the Cerberus lavas.

The distinct Orcus Patera (Orc in flashy green) centred  $15^{\circ}\text{N}/178.5^{\circ}\text{E}$  within the Hnu terrains is probably an elliptic crater originated from an impact with a low incidence angle. The term Patera does not refer here to a volcanic flat edifice like Ulysse Patera. The flat floor of the depression show evidences of resurfacing and is cut by the Cerberus Fossae Fractures. The Medusae Fossae formation (Aml in light green) has a surface smooth to rough highly eroded. It is interpreted as lava flows interbedded with pyroclastic rocks and eolian deposits. The Member 1 Elysium formation (Ael1 in dark maroon) consists in lobate volcanic plains forming deposits that radiate from Elysium Mons. These plains overlie and embay Albor Tholus ( $19^{\circ}\text{N}/150^{\circ}\text{E}$ ) and Hecates Tholus (not on the map).

The Hackly terrains (Ht in dark blue) have uncertain origin. It includes mesas and yardangs that appear in hackly surface textures. The Aeolis Mensae, Member 3 Elysium Formation (Ael3 in dark red) is located south of  $0^{\circ}\text{N}$  forming rugged relief. This volcanic material has been extensively modified by fluvial, eolian and periglacial processes. The edges of the Cerberus Fossae fractures are outlined by dark lines, with tick marks going down the walls (or dots where the width is not resolved). For more clarity when discussing about the fractures, the northern segment of the fossae situated  $15.6^{\circ}\text{N}/162.7^{\circ}\text{E}$  which is the source of Grjota' Vallis, will be referred as the northern Cerberus Fossae (refer to an application to the IAU). The compression ridges are symbolized by dark lines with tickmarks on both sides perpendicular to these elongated structures mostly oriented N-S. The rims, floor and ejectas of large craters mostly from Amazonian age are represented in yellow. A shaded relief and topographic contours from MOLA DEM has been superimposed to the map. Local offsets between terrains boundaries and altimetric data result from the different resolutions between THEMIS and MOLA. This has been corrected as much as possible, but residuals shifts are expected smaller than 500 meters. Pitted Cones (PC) are indicated in whitish over the ACy unit (in Athabasca Vallis, at the contact between the Medusae Fossae Formation and the WLP). The circles of pitted cones are located in the southernmost part of AB, around  $2^{\circ}\text{N}/147^{\circ}\text{E}$ .

### 7.3.3 Volcanism

Two main volcanic units have been recognized and correspond on the map to the terrains noted ACy and ACo. The unit ACo has been already recognized and characterized in the literature. This unit has an uncertain origin with no clear relationships with the Cerberus volcanic event. The contact of the unit with the surrounding terrain has been only roughly defined and the volcanic features within this unit has not been systematically mapped. We have made one dating ( $> 500\text{My}$ ) over this unit which is thus clearly older than the ACy unit. It consists in volcanic materials as shown by the few lava fronts and

surfaces [Keszthelyi, 2002; 2004] emanating from the northern Cerberus Fossae at 15.6°N, 162.7°E. The surfaces have been eroded by water originated from the same system of fractures. The terrains at the northern part of *ACo* between the Tartarus Montes knobs are probably composed by volcanic material which have been resurfaced by fluvial and aeolian activity. The northern Cerberus Fossae network is in constant contact with these surfaces. We identified a new long and isolated lava flow extending southward from the fractures crosscutting the Elysium Mons flank, and leaving the Tartarus Montes to its left before reaching the Cerberus Fossae fractures. The lava flow is crosscut by the first northern fracture, but vanishes when reaching the southern fracture. It was probably affected by erosional events associated to the Athabasca Vallis water flow. Volcanic surfaces are visible also in Marte Valles, on the edge of the river beds acting later as a channel for the *ACy* lavas. The second main feature of the *ACo* unit has been already well documented [Burr, 2002a; Plescia, 2003]. It is named Grjota' Vallis and cut through the Tartarus Montes up to the northernmost part of *ACy*.

The unit *ACy* is the main target of our geological mapping and crater counts. The lava flows have been mapped from their front back to their vents where it was possible and two different kinds of lava vents were recognized over the plains : (1) the low shield volcanoes and (2) the fractures. The fractures were supposed to be the main source of the volcanism since the Viking era [Plescia, 1990, 1993] while the contribution of few low shield volcanoes has been already discussed [Plescia, 2003; Sakimoto, 2003a; 2003b; Greeley and Guest, 1987; Scott and Tanaka, 1986]. A low shield volcano is defined as a large conical volcano with shallowly-sloping sides coming from the eponymous 'Skjaldbreiður', in Iceland from its resemblance to a warrior's shield. It is usually formed by the accumulation of low viscosity lava emanation from a central source. This study reports a total of 22 low shield volcanoes (*Vlc.*) all within the unit *ACy*, corresponding to 16 more than the most recent report by Plescia [2003] and 10 more than Tanaka [2005]. 14 from the 16 show clear evidence for their nature but our claim about the nature of two of these identified features (*Vlc.J* and *Vlc.H*) could be subject to debate.

### 7.3.3.1 Shield volcanoes characteristics

The largest edifice reaches 100km in diameter and 100m in height (*Vlc.D*) corresponding to an average slope of 0.11°. Numerous lava flows forming the shield extend radially from the summital vent. As an element of comparison, the Olympus Mons is 27 km high and 550 km in diameter corresponding to slope ranging from 2.5° to 5°. The largest shield volcano on Earth, the Mauna Loa is 9 km high and 120 km across with no slopes steeper than 12°. Shield volcanoes with very low viscosity lava flows can also be found in Iceland as the Mount Skjaldbreiður which reaches 1 km in height with slopes from 1° to 9° at the top. The geometric characteristics of these shield volcanoes are thus significantly dif-

ferent from their terrestrial counterparts. Most of the summital vents are linear fissures, extending for few hundred of meters, more or less in the same direction than the system of fractures, but a circular caldera is found at *Vlc.B*. All the 22 shield volcanoes identified are located within the *ACy* unit. This type of plain-style eruptions are not unique on Mars and is also reported in Tempe Mareotis and Syria regions [Sakimoto, 2003a, 2003b]. Volcanoes distributed up to 6°N form parallel lines to the Cerberus Fossae fractures system suggesting that regional stresses have controlled both the formation of the Cerberus Fossae fractures and the mode of volcanic eruptions. Other volcanoes are sparsely found in the lava plains south of the fractures down to 1°S (*Vlc.A2*). In most of the case, a linear fissure more or less buried is found at the summit of these volcanoes. The plains are composed by massive flows with an typical thickness of 20 m at the front. The presence of numerous interbedded lava flows makes difficult to track them back to their vents. The chronologic relationships between volcanoes and massive flows has been studied when possible from the available data and are detailed in the following sections. The height of some shield volcanoes cannot be determined with accuracy since these edifices are surrounded by younger lava flows. The heights and volumes given by *Plescia* [2003] for some of these edifices should thus be considered as a lower limit.

### 7.3.3.2 Stratigraphic relationships between shield volcanoes and the lava plain

We report here on the chronologic relationships between lava plains and shield volcanoes with the objective to determine if shields were emplaced throughout all the period of Cerberus plain activity, or if alternatively this mode of volcanism corresponds to a more restricted period of time. We found that some shield volcanoes postdate the lava plains while other are embayed within more recent lava flows. For instance, the stratigraphic study from visible images shows that the base of *Vlc.A1* and *Vlc.B* are embayed by lava flows emanating from a distinct vent than the shield itself which stands like an island of older volcanic material emerging within the Cerberus lava plains. Conversely, the lava flows emanating from *Vlc.A2* and *Vlc.G* covers the plain material evidencing that they are the most recent volcanic activity of their respective areas. The Fig. 7.5 illustrates these two kinds of situation with *Vlc.A1* embayed within the lava flows coming from the west, and *Vlc.A2* which emplaced on the same lava plains. From relative dating we found *Vlc.A2* as the younger unit, *Vlc.A1* as the oldest one, while the lava plains are intermediate in age. As shown by the surface ages (cf. Fig. 7.5) the crater counting method nicely confirms the stratigraphic study, with  $7.3 \pm 1.1$  My for *Vlc.A1* and  $50 \pm 2.6$  My for *Vlc.A2*.

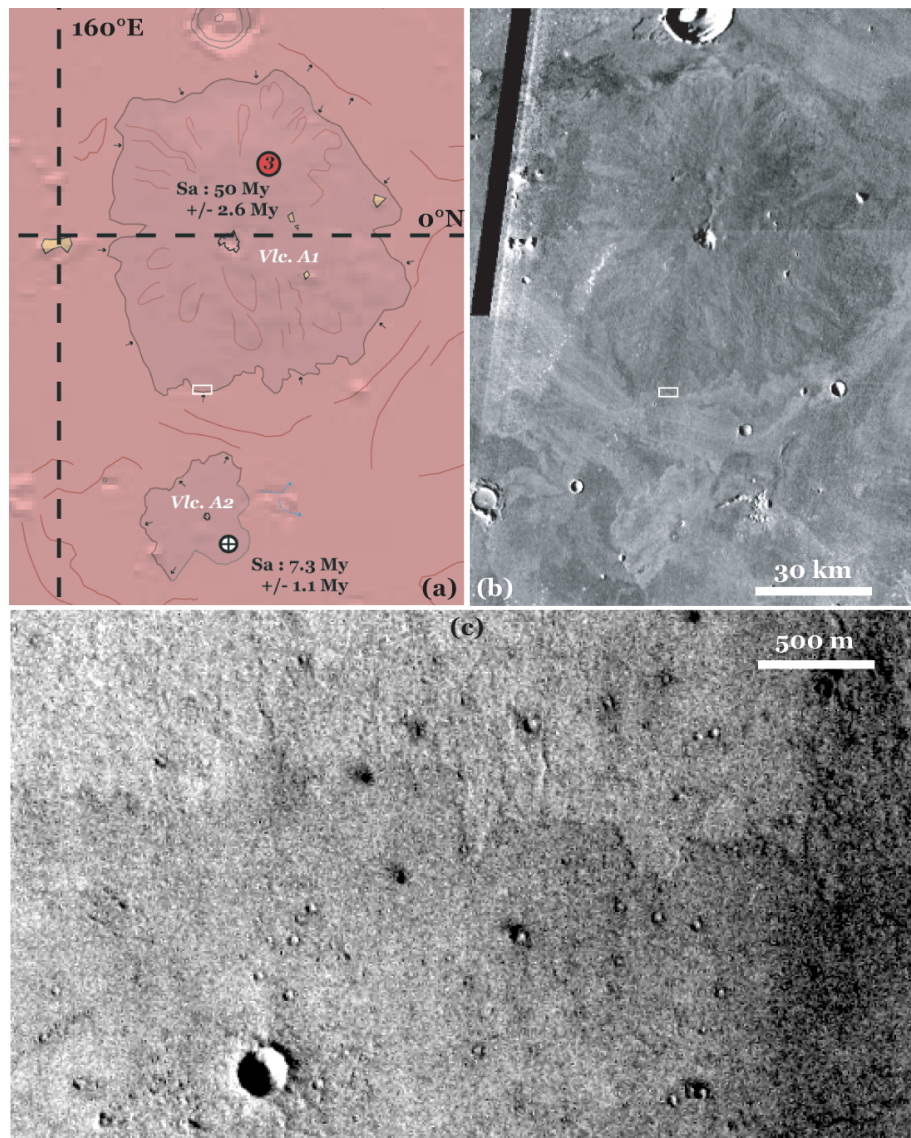


FIG. 7.5 – Example of relative and absolute chronology between the volcano shields 'A1' (*Vlc. A1*) and 'A2' (*Vlc. A2*). The shield volcanoes are on the units composing the recent Cerberus lava (*ACy*) and in particular in MCB and AV zones. The context area is shown with a zoom extracted from the geologic map (a) and from the THEMIS IR DAY mosaic (b). The white square is the footprint of the corresponding portion of the THEMIS-VIS frame V16371001. The illumination on this image comes from the southwest. This image evidences that the lava flow of the plains postdates the shield volcano 'A1'. However, relative stratigraphy was used to determine in the same manner that the shield volcano 'A2' is the youngest that the lava. The chronology Age of 'A1' > Age of lava surrounding the volcanoes > Age of 'A2' is confirmed by the crater counting methods on the two shield volcanoes. (Sa=surface ages).



### 7.3.3.3 Stratigraphic relationships for massive lava flows

The massive lava flows are found in AV, MCB and MV zones. Their thicknesses reach a few tens of meters from MOLA DEM, typically 20 m, and their vents cannot be tracked back with precision. An example of massive lava flow is shown in the Fig. 7.6. The study of the overlapping lavas in MCB is still incomplete and typical flows are smaller than the massive flows. The presence of interbedded lava flows implies very complex stratigraphic interpretation as shown in the Fig. 7.7. Locally, small and younger lava flows can be found at the vicinity of older massive lava flows, circumventing them as obstacles 7.7. The first order interpretation from a shaded relief map would have led to consider that the massive flows are younger than these lavas since they are topographically higher. Careful examination of high-resolution images is generally required to produce convincing evidence concerning the chronologic sequence. This is in particular due to the complexity of potential flow rate and rheologic changes in the magma source leading to strong variations in the morphologies of lava flows.

### 7.3.3.4 Ages over the plains

Crater counting on 190 images for a total of 15700 craters over the unit *ACy* was achieved in order to infer the volcanic history within this unit. Ages ranging from 1.98 My to 261 My were found. Different zones were targeted, according to the geological mapping is an attempt to define several of the volcanic episodes. The material in WLB area has surfaces with ages of  $2.81 \pm 0.5$  My; WLP surfaces are  $2.5 \pm 0.1$  My old and AB surfaces are  $2.5 \pm 0.1$  My old. MV has been divided into three areas of investigation. A proximate part located from  $6^\circ N$  to  $10^\circ N$  is found  $24 \pm 1.6$  My old. An intermediate part located from  $10^\circ N$  to  $20^\circ N$  has an age of  $14.6 \pm 0.8$  My. The distal part located up to  $20^\circ N$  is dated at  $12 \pm 1.2$  My. In MCB, individual volcanoes were dated when data are available, and the lava plain surface was sampled in order to understand their relationships. Derived ages are various, ranging from  $1.98 \pm 0.34$  My to  $149 \pm 21$  for the lava plains, and from  $4.2 \pm 0.2$  My to  $261 \pm 21$  for the volcanoes. Craters larger than 3 km in diameter within AB, were counted from THEMIS IR-DAY mosaic. The count includes only the craters which are contoured by the lavas. These craters are embayed by the lava flows which buried the ejecta while craters of the same sizes outside the basin have a clear ejecta layer. However, the lava flow did not fill the cavities of these craters. The count of all these craters within the Athabasca Basin give an age of  $0.9 \pm 0.08$  Gy. The surfaces on the Elysium flank north of the basin, from the same mosaic on the same crater size population and from smaller crater size on THEMIS VIS, range in ages between 2Gy and 3Gy. The ages are illustrated on the map by crossed colour circles that represent the pictures taken in the direct vicinity used for the age dating.

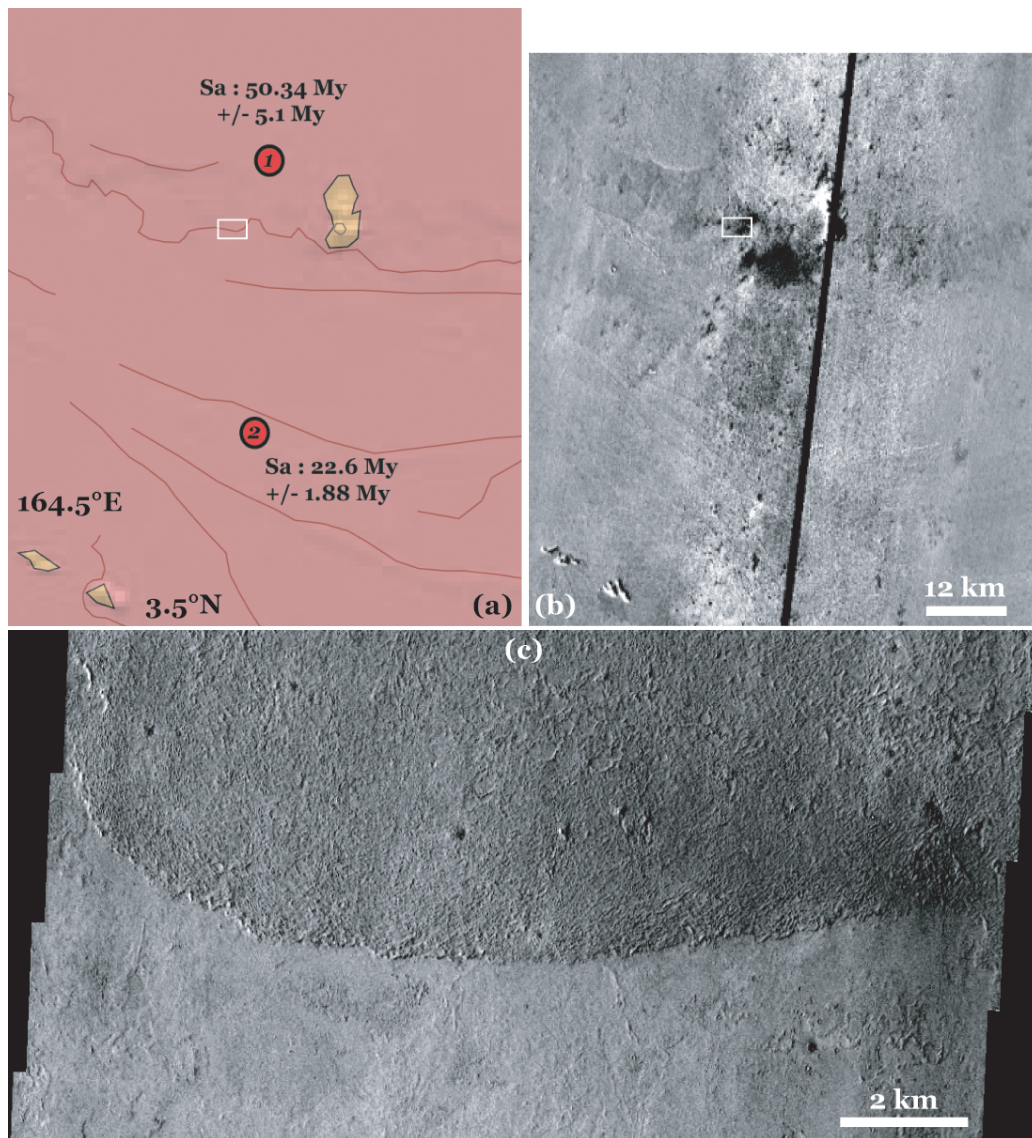


FIG. 7.6 – Example of relative and absolute chronology between massive lava flows. The context area is shown with a blowup from the geologic map (a) and the THEMIS IR DAY mosaic (b). The white square is the footprint of the portion (c) of THEMIS V18741023 (illumination from west) showing a massive lava front flowing from the North. The relative stratigraphy suggests that the northern lava lobe is younger than the substratum. This statement is true in the area shown in (c) at the vicinity of the lava front, but it is in contradiction with the crater counting ages which suggest the opposite in the area marked by the circle labeled 2 in (a). This apparent contradiction was finally solved from the careful examination of high-resolution images. A younger and smaller lava flow than the northern lobe was actually emplaced at the front of the northern lobe as suggested by the dark red lavas boundaries of the map (a). This example illustrates how a combined examination of relative stratigraphy and absolute dating is essential to determine the volcanic history at Cerberus.

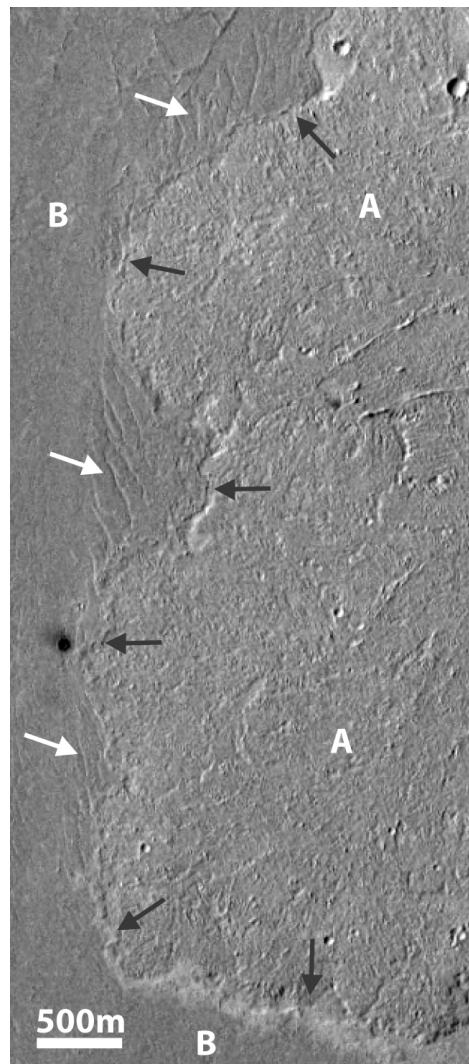


FIG. 7.7 – Stratigraphic relationships between two lava flows. The lava flow labeled 'A' has is at higher elevation ( $\sim 10\text{m}$ ) and a different surface texture than the lava flow labeled 'B'. The black arrows show the contact line between the two lava flows. A first order stratigraphic analyze from altimetry could interpret the lava 'B' as the substratum over which the lava 'A' would have flowed, postdating the lava 'B' emplacement. This interpretation would be wrong because the lava 'A' is actually the oldest. The lava 'B', has a smaller morphology, This suggests that 'A' and 'B' have a different rheology. The folds on the surface of the lava 'B' indicated by the white arrows are related to the lava 'A' topography. Thus, B flowed after the emplacement of the lava 'A' circumventing the edges of the lava 'A'. The image is a portion of the THEMIS V19852008 (illumination from west), and footprint is shown in Figure 7.8.

### 7.3.3.5 Ages statistics

Statistics were used to compare all the ages one-to-one, and to check the accuracy of each dating. We arbitrary define a confidence threshold of 70% to group the ages in episodes of activity. It means that when one surface has a probability higher than 70% to be older than another one, it is considered to belong to another volcanic episode. The ages of surfaces within one volcanic episode have one-to-one probabilities which are always between 70% and 50%. For example, the probability to get WLP younger than AB is equal to 52% and the probability to get WLB younger than WLP is equal 58%. They are grouped as one episode of activity extending from the age of the older WLP zone to the age of the younger AB zone. From this definition, 9 different episodes of activity has been defined over the Cerberus plains. No geographic evolution of the volcanic vents can be reported with the time. Surprisingly, we find that the volcanic activity likely remained distributed over the entire region for the last 200 My with no systematic displacement from one region to another. The episodes are represented on the map by colours in the crossed circles, and regrouped along a timescale of volcanic episodes where are illustrated the length of each episodes.

## 7.3.4 Volcanism and Water

On the Cerberus plains, water and lava probably flowed at the same time, and clues of interactions are common. The northern Cerberus Fossae are associated with the main catastrophic water release of the unit *ACo* that created Grjota' Vallis in the Tartarus Montes. The study of the images over the unit *ACo* indicates connections between Grjota' Vallis and Rahway vallis cutting through the *Hnu* knobs. Rahway vallis has also riverbeds at the south originating from the Cerberus Fossae fractures. However the numerous fractures of the northern Cerberus Fossae system seem to have also released both water and volcanic material in several locations. From the observation of erosionnal features the pathways used by waterflow southward which have the form of riverbeds crosscutting the Tartarus Montes are reported on the map. The unit *ACy* is also affected by catastrophic water release as described by studies focusing at Athabasca Vallis and Marte Valles [Berman, 2002, Burr, 2002b, Plescia, 2003]. In addition, our map points out that the younger surfaces of this unit experienced a more complex interaction between water and volcanic material, as shown by the following example of water source associations.

### 7.3.4.1 Water sources associated with a ridge

Located at 7.7°N/157.6°E, a group of a few kilometers long sub-parallel fractures appears on the *Hnu* ridge that separates the Athabasca Vallis zone (AV) from the Main Cerberus Basin zone (MCB) (cf. Fig. 7.8). The height of the ridge at the level of the

fractures is 55 m and 140 m over respectively the western and the eastern plains. The ridge stands over the plains and has been circumvented by the lavas flowing either in AV and MCB. The fractures are parallel to those belonging to the Cerberus Fossae and the northern Cerberus Fossae systems. River beds are running north and south along the slopes of the ridge, from all the fractures, showing that the fractures are located at the top of the ridge. The rivers postdate the lava flows as they erode them.

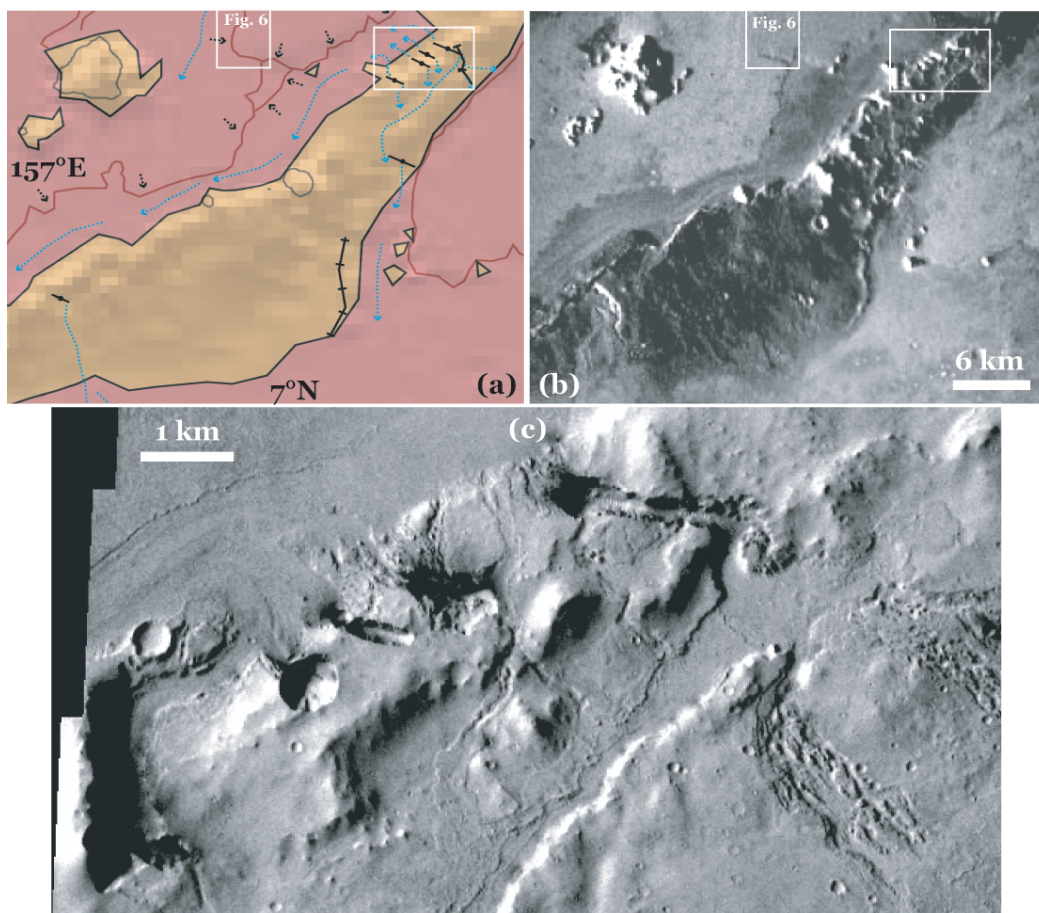


FIG. 7.8 – Example of water release associated with fractures on a ridge. The context area is shown with a zoom from the geologic map (a) and THEMIS IR DAY mosaic (b). The white square is the footprint of a portion (c) of THEMIS V10929009 (illumination from northwest) showing 4 fractures on a ridge as sources of water. Water beds are clearly visible from the fractures, drawing fluvial patterns north and south on the slopes of the ridge. The fractures are subparallel to the Cerberus Fossae fracture system. The ridge, part of the old terrains 'Hnu' (brown on the map), is surrounded by the young 'ACy' lava flows (purple on the map).

#### 7.3.4.2 Water source associated with Fractures

Located at  $9.1^{\circ}N$  and  $160.2^{\circ}E$ , a fracture from the Cerberus Fossae system exhibits deep water erosion patterns on the unit *ACy* (cf. Fig. 7.9). The study of the drop islands and waterbeds indicates that the fracture is the source of the catastrophic water release. No lava flows associated to this fracture can be found. The water release is probably the most recent event in this area.

#### 7.3.4.3 Water sources associated with volcanoes

Some of the volcanoes show water channel on their slopes. The sources of water are mainly the summital fissures as shown by the Fig. 7.10 but they can also be found along their slopes, or in the vicinity of the volcanic edifice (*Vlc. A2* or *Vlc. B*). The riverbeds can be tracked for short distances around the sources and then vanish. When originated from the eruptive fissures, karst-like structures are often visible around the fissure, and the water channels are intermingled with the lava flows. When located in the vicinity of the volcano, the source of water appears as a collapsed feature ahead of the water channel.

### 7.3.5 Volcanism and Tectonics

#### 7.3.5.1 Fractures and volcanoes relationship

The analyze of the fractures over the map shows a sub-parallel organisation oriented  $100^{\circ}N$  that tends to  $120^{\circ}N$  on Elysium flank. The fractures are visible on the terrains *ACy*, *ACo*, *Hnu*, *Orc* and *Ael1*. They have thus affected all these terrains. The compression ridges are perpendicular to these fractures but affect different terrains : *Hnu*, *Orc*, *Aml* *Ael1* and *Ael3*. These observations considered together with volcanism, two main fractures system can be identified : the system located at the north of the latitude  $12^{\circ}N$  with the northern Cerberus Fossae associated with the terrain *ACo* and the system south of this latitude with the 'Cerberus Fossae' associated with the terrain *ACy*. Over most of the 'Cerberus Fossae' system, the fractures crosscut the *ACy* lava flows with sharp edges and thus no evidence of being recently sources of water or lava. The linear fissural vents at the top of volcanic edifices present the same orientation than the main fracture systems. In the Figure 7.10 (c1), the fractures filled by lavas and the lava flows crosscut by some fractures illustrate the close relationships between fracturing and volcanism and the complexity of their chronology. Most of the sources associated with water or lava are oriented in the same direction as the Cerberus fossae fracture system. Eruptive fissures are found on the summit of low shields and the network of small fractures releasing water on the ridge between AV and MCB.



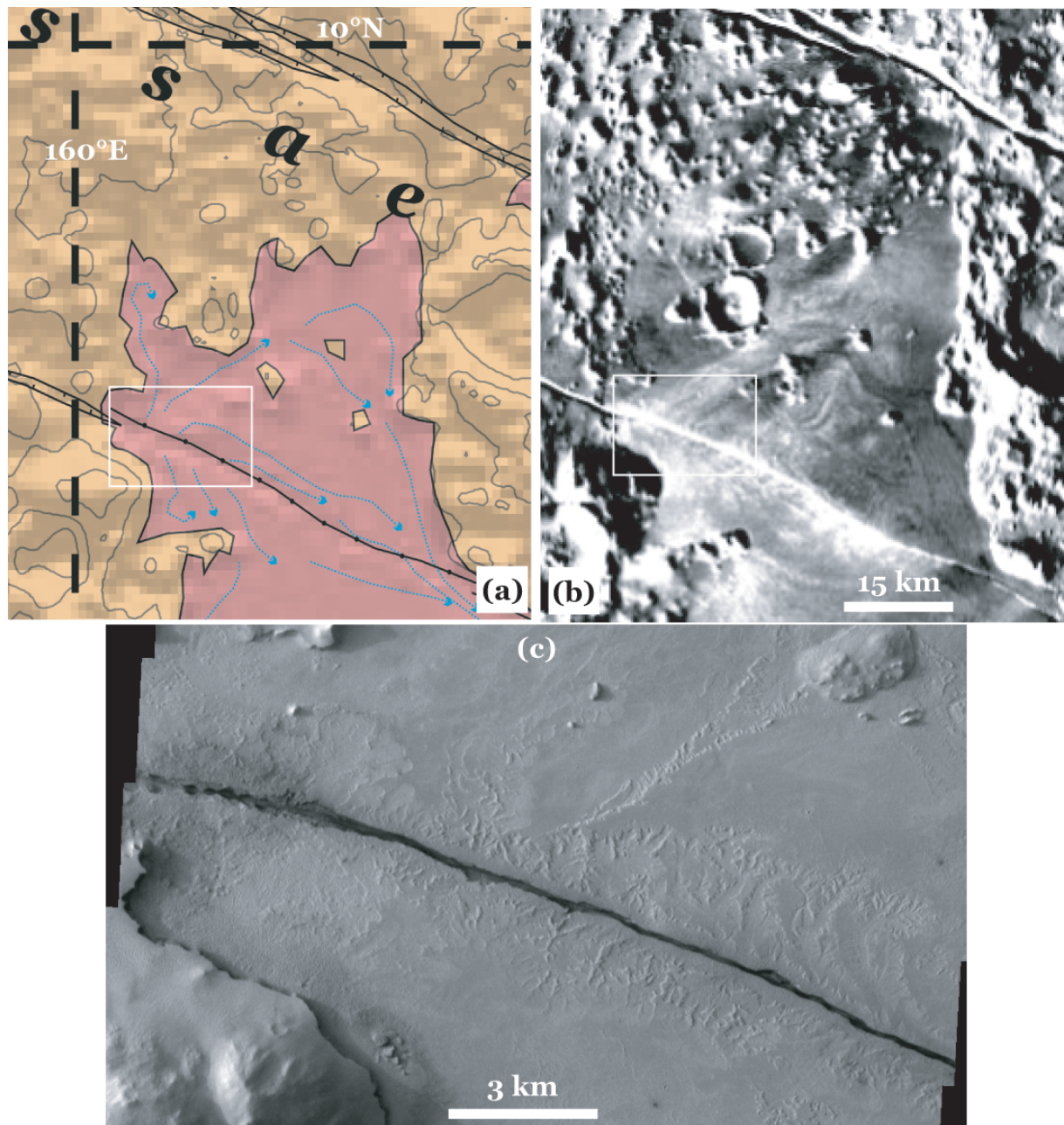


FIG. 7.9 – Example of water release associated with fractures within the lava plains. The context area is shown with a zoom from the geologic map (a) and THEMIS IR DAY mosaic (b). The white square is the footprint of a portion (c) of THEMIS V13637006 (illumination from west) showing a part of the Cerberus Fossae fractures as sources of water. Several water erosion features are reported in this area. The stream lines and tear-drop islands left in the volcanic material suggest that the catastrophic water release from this fracture was the last resurfacing event in this area.

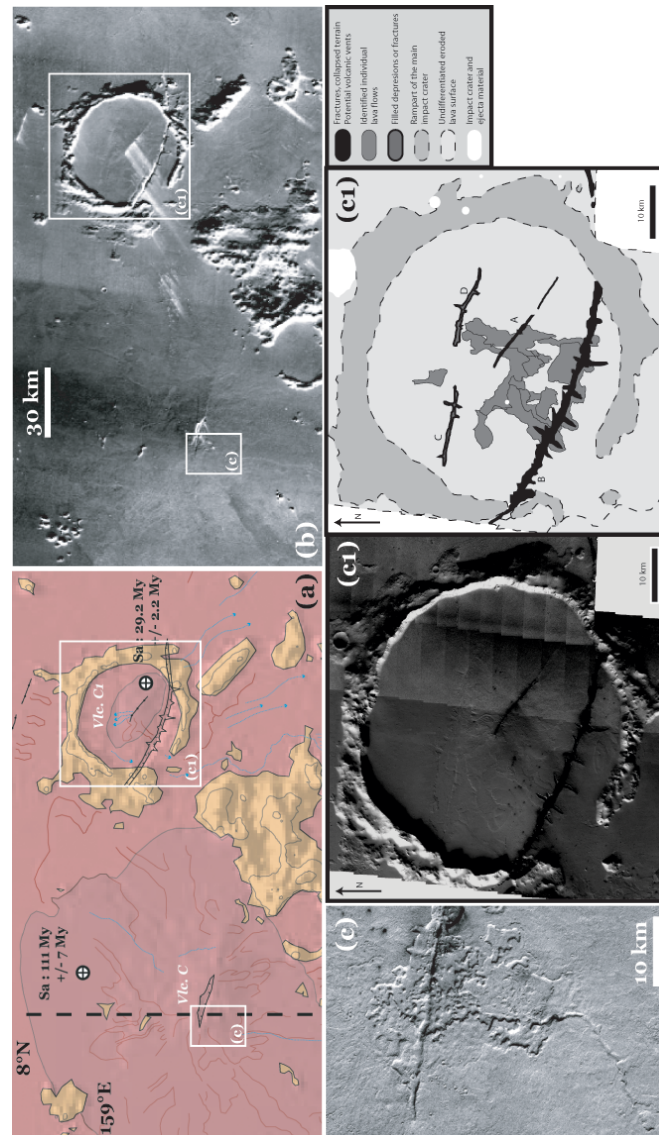


FIG. 7.10 – Example of water release associated with a shield volcano and relations between shield volcanoes and fractures. The context area is shown with a blowup from the geological map (a) and THEMIS IR DAY mosaic (b). The small white square is the footprint of a portion (c) of THEMIS V16707052 (illumination from west) showing the eruptive fissure of the volcano 'C' (*Vlc. C*) as sources of water. The large white square shows the area represented in (c1). (c1) is a geological sketchmap from a MOSAIC of THEMIS visible images. Individual lava flows are often emanating from a linear fissure occurring at the top of the volcanic shield (A). The most recent individual lava flows were recognized and traced back to the vent. They roughly flow along the present topographic gradients of the edifice. Some of these lava flows crosscut the large fracture or collapsed feature at the south of this region (B) showing that the volcanic activity post-dated the formation of this object. Some ancient fractures or collapsed terrain are found north of the volcanic vent A and are noted C and D on the figure. These depressions have been likely filled by the volcanic material emanating from the vent. The presence of fresh fractures postdating the last volcanic activity and of filled fractures predating this activity, in addition to the lava emanating from one recent fissure at the top of a low volcanic shield illustrate the close relationships between fracturing and volcanism in the Cerberus region.



### 7.3.6 Volumes of volcanic material.

The volume of volcanic material estimations for the 6 distinct zones (Western Lava Basin or WLB, Western Lava Path or WLP, Athabasca Basin or AB, Athabasca Vallis or AV, Main Cerberus Basin or MCB and Marte Valles or MV) are listed in *Table1*.

BASE	Area (km <sup>2</sup> )		Volume (km <sup>3</sup> )		Mean Thickness (m)	
	AB	MCB	AB	MCB	AB	MCB
<b>15</b>	126 324	840 833	4 829	120 113	38	142
<b>20</b>	126 032	840 601	3 498	87 407	28	104
<b>25</b>	124 984	834 446	1 797	94 241	14	113
<b>30</b>	125 111	832 373	2 120	97 940	17	117

TAB. 7.1 – List of the areas, volume and average depth of material filling the Athabasca Basin (AB) and the Main Cerberus Basin (MCB). The results are given for various base (15, 20, 25, 30) which represents the distance in kilometers between two data points when computing the minimum curvature plane. The MCB's volumes have been computed with the buried craters which give a substratum depth constrain within the basin. Solutions without the buried craters give less stable results, as shown by the AB's values where no buried craters could be used. The minimum estimations of average thickness of material are 100 m and 14 m and the minimum volumes range  $9.10^4$  km<sup>3</sup> and  $2.10^3$  km<sup>3</sup> for the MCB and AB respectively.

#### 7.3.6.1 Volumes for AB and MCB

The volumes of AB and MCB are computed with a different base length (defined as the distance between two consecutive points constraining the substratum surface) and the results are listed in *Table1*. Topographic measurements on Elysium flank and Medusae Fossae Formation were used to constrain the substratum elevation under AB. Thus the computed volume has a surface defined by the unit *ACy*. On the MCB, the unit *ACo* corresponds to an older volcanic activity in comparison to the Cerberus plains, but its topographic limit with the units *ACy* is barely visible on topographic data. Thus the substratum for the MCB is constrained with data points over the units *Hnu*, *ACo*, *Ht*, *Aml*, *Ael3* and *Ael1*. This definition implies that the volume calculated within the MCB is composed by the lavas from *ACy* but also probably from *ACo* (cf. Fig. 7.11). The volume of lava within MV and AV zones has been approximated using the product of the lava flows area and their thickness estimated at the lava front (cf. *Table3*). In MV, the lava front thickness varies between 20 and 40 meters as confirmed by the literature [Berman, 2002, lanagan, 2004], and the total area from the MCB's limits at the south of Orcus Patera to Amazonis planitia covers  $3.6 \times 10^5$  km<sup>2</sup>. Few lava fronts are available in AV zone, with flow heights up to 20 meters. Compared to the surrounding Elysium's flank slope, AV zone has an area of  $4.5 \times 10^4$  m<sup>2</sup>. It corresponds to a shallow depression with lavas flowing and feeding AB through up to 100 m deep eroded water channels [Burr,

2002a ; 2002b]. It is thus impossible to determine the thickness of the lava from the plane representing the Elysium flank and the elevation of the lava flow surface. Since the lavas are fluid they are not supposed to accumulate on the relatively steep Elysium flank before filling AB. Their thickness is not expected to be larger than 20 m.

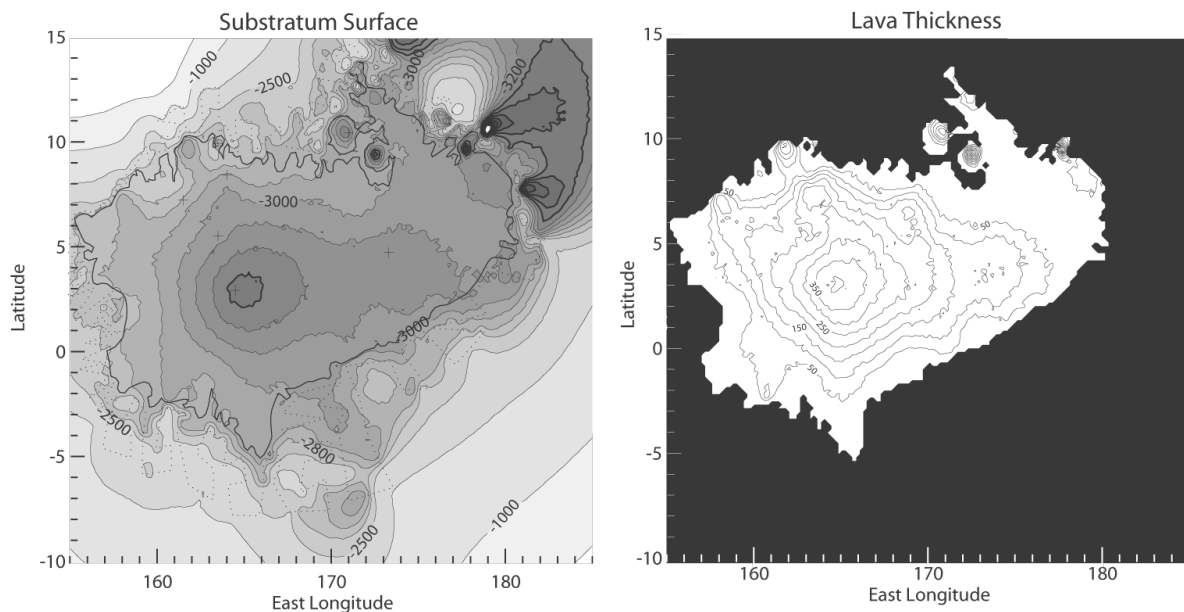


FIG. 7.11 – Result of substratum elevation and lava thickness on the MCB computed with a base of 20 km. The thick black lines outlines the limits of the basin within which the substratum surface is estimated. The data points used to compute the substratum surface are shown with a dotted line running along the outer part of the basin limit. The buried craters used to constrain the substratum surface within the basin are symbolized by black crosses on the basin. For this example the derived volume is  $9.10^4 \text{ km}^3$  and the average thickness is 104 m (cf. *Table1*).

### 7.3.6.2 Total volumes for WLB and WLP

The entire area including both WLB and WLP zones is  $2.1 \times 10^4 \text{ km}^2$ . MOLA profiles over WLB indicate very shallow topographic variations. No lava fronts are visible to constrain the lava flow thickness. The lava flow thickness in WLB is thus supposed to be shallower higher than 10 meters. Then, the depth of the depression filled by the lava in WLP can be estimated with another depression ( $147.8^\circ\text{E} / 0.2^\circ\text{S}$ ) to the south east which probably belongs to the same structural grabben. This depression is not filled by the lavas and provides with an estimate of the elevation of the substratum in the grabben. The difference of altitudes between that low point and the surface of WLP is 100m. The lava thickness should be 100 m in WLP at the junction with AB and slowly decreases until WLB where the thickness is no more than 10 m. Thus, averaging for the whole zone of WLP and WLB, the lava thickness is about 50m.

### 7.3.6.3 Other contributions and conclusion on the volumes

The volume of lava within major cavities is listed in the *Table2*. As shown on *Table3*, the contribution of large craters seen as lava ponds reaches 23.7% of the total volume. The calculations suggest a total volume of volcanic material produced at Cerberus from  $1.3 \times 10^5 \text{ km}^3$  to a maximum of  $1.7 \times 10^5 \text{ km}^3$ . The percentages of the contribution for each area are listed for each zones in the *Table3*. The minimum in percentage is calculated for each zone considering the minimum estimate of the volume for the zone divided by the maximum possible volumes for all the other zones. The maximum for each zone is calculated considering the maximum for this zone divided by the minimum possible volumes for all the other zones. Thus the minimum and maximum represent the lower and upper bounds for the relative contribution of each zone to the total volume of lavas. The results suggest that MCB and MV are the main contributors, representing respectively 65.6% and 7.2% of the total amount of volcanic material. The estimates also show the relative importance of the buried craters contribution estimated to be no less than 23.7%. Most of these craters are located on the MCB zone which makes the total contribution of MCB zone equal to 90%. AB would be 2.2%, and AV, WLB and WLP taken together would only represent less than 1.5% of the total volume. Note that the main uncertainties to constrain the volume are the thicknesses of the lava flows in WLB, WLP and AV. Even if we consider a factor of two or three in the thickness estimates, this should have a negligible impact on the total volume estimate, given the extent of these zones.

Latitude(°N)	Longitude(°E)	Diameter(km)	Volume (km <sup>3</sup> )
<b>Main Cerberus Basin</b>			
10.3	171	134	15261
9.5	172.7	97	7584
3	164.5	81	5140
10	177.7	56	2328
8.5	164.3	41	1200
10	163.6	40	1140
7.3	161.5	34	810
5.6	163.5	28	540
4.8	173.3	21	298
8	168	18	217
<b>Marte Valles</b>			
27	191	50	1828
<b>TOTAL</b>			<b>36346</b>

TAB. 7.2 – Buried craters coordinates and diameters. The volume reflects the volume of lava that fill the cavity of the crater under the substratum plan that has been computed. The study of the non-buried craters with same dimension at their vicinity indicates that they are not filled with sediments and that the crater depth can be  $> 1\text{km}$ . This space has been filled by lavas in the Cerberus plains and the consequent volumes have to be considered to the other volumes.

ZONE	Area (km <sup>2</sup> )	Mean Thickness (m)		Volume (km <sup>3</sup> )			Volume (%)		
		min	max	min	mean	max	min	mean	max
AB	125 000	14	38	1 797	3313	4 829	1.02	2.2	3.5
MCB	840 000	104	142	87 407	103760	120 113	60.27	65.6	71.73
MV	361 982	20	40	7 239	10859	14 479	4.24	7.2	10.19
Buried Craters	-	-	-	-	36346	-	20.45	23.7	26.97
WLB+WLP	21 038		50	-	1 051	-	0.59	0.7	0.78
AV	45 216		20	-	904	-	0.50	0.6	0.67
TOTAL	1 393 236	-	-	134744	156233	177722	-	100	-

TAB. 7.3 – Areas, thickness and volume of the different zones composing the Cerberus lava plains : Western Lava Basin (WLB), Western Lava Path (WLP), Athabasca Basin (AB), Athabasca Vallis (AV), Main Cerberus Basin (MCB) and Marte Valles (MV). The 'buried craters' refers to the cavity under the substratum plan of major craters ( $D > 18km$ ) that are filled with lavas. The calculations give a total volume of lava produced from the so-called Cerberus plains from  $1.3 \times 10^5$  km<sup>3</sup> to a maximum of  $1.7 \times 10^5$  km<sup>3</sup>. The volume in percentage is relative to the volume of the whole unit of lava erupted on the Cerberus area.

## 7.4 Discussion

### 7.4.1 Volcanism

The Cerberus lava plains consists in two volcanic units : *ACy* and *ACo*. The unit *ACo* has been exposed for a longer time with an average age probably older than 500 My as indicated by our crater count carried out on the surface of giant buried craters southwest of Orcus Patera. This result is consistent with the higher apparent dust cover, and the higher degree of degradation of the lava textures in comparison to the unit *ACy*. The northern Cerberus Fossae network is in constant contact with these surfaces. This suggests a relationship between the two volcanic units but this remains to be demonstrated from further investigations on the volcanic history of *ACy*. The ages study focused on the younger unit *ACy* with surface ages ranging from 1.98 My to 261 My were found. Surface ages on the western units including WLB, WLP and AB are similar and all around 2.5 My suggesting a contemporaneous formation and probably during an active volcanic stage of the Cerberus Fossae and the shield volcanoes in the vicinity. Previous studies from Viking imagery on large craters in the area of Athabasca basin give ages as old as 144My [*Plescia*, 1993 ; 2003]. These ages are likely to be over-estimated since an important fraction of the counted craters seems to be embayed by the lavas [*Berman*, 2002 ; *Hartmann*, 2000]. Additionally, we found that the counts of all the large craters embayed by the most recent lavas on the basin suggest that they are impacted on a surface with an age of 0.9 Gy. The Elysium volcano slopes north of the basin are dated around 2 Gy with the same crater size population. If the substratum of the Athabasca Basin is expected to be a continuation of the Elysium flanks, as suggested by the geographic setting of the basin, it should indicate an age of 2 Gy. Thus the ages of 0.9 Gy found in the present study could be explained by an intermediate layer covering the substratum within the basin. This layer would have been exposed for almost of 0.9 Gy and then covered by lavas flowing in the basin. However, it is not certain that all the large craters of the substratum would emerged above the lava as embayed craters. Some of them could have eroded or buried by locally thicker amount of lava. This, in addition to the uncertainties on the counts could induce an underestimation of the age of the substratum being, in consistency with the Elysium flank, about 2 Gy old.

From the study of these crater rims [*Garvin*, 2003], the craters impacted a surface lying originally between 26 m and 53 m below the present surface. From our volume computation (cf. *Table1*), it appears that the mean thickness of AB is slightly less, between 14 m and 38 m. This thickness is consistent with the hypothesis that embayed craters impacted the basement of the basin and not an intermediate volcanic event. Finally, the activity in the western part of the Cerberus plains and in Athabasca basin between is most likely bounded by an age of about 2 Gy. The ages found on the main Cerberus basin MCB,

between 261 My and 2 My are consistent with the previous surface dating suggesting ages ranging from less than 10 My to 100 My for the youngest lava flows [Berman, 2002; Hartmann, 2000; Burr, 2002; Werner, 2003]. The sampling of the surfaces was made over all the MBC area in order to have a global knowledge of the ages distribution on the surface of the basin. Since the oldest surface is a 261 My old volcano the unit *ACy* is at least 261 My old. Actually it is probable that older surfaces belonging to this unit are covered by younger flows, as suggested by the complex interbedded lava flows over the area.

Marte Valles (MV) obviously experienced more than one volcanic flow event as previously noted [Berman, 2002; Burr, 2002a]. A first flow of lavas from the unit *ACo* was carved by a water flow and the consequent fluvial channels were filled by the lava unit *ACy*. Ages in MV are young at the distal part ( $12 \pm 1.2$  My) and intermediate in the middle part  $14.6 \pm 0.8$  My, and finally relatively older surfaces in the proximal part  $24 \pm 1.6$  My. This result seems inconsistent since older ages would be expected at the distal part, and younger ages next to the source. This might be the direct consequence of the high number of secondary craters in the main Cerberus plains [Werner, 2006]. The crater Zunil has been found to have impacted recently on the lava plains and consequently, to have created a large quantity of secondaries which would contribute to increase the estimations of the surface ages [McEwen, 2005]. The distal part should be less subject to this secondaries contamination than the proximal part due to their preferential locations in Amazonis Plantia. In that case, non-contaminated ages of MV would be  $12 \pm 1.2$  My. The ages in the proximal part are expected to be younger because some lavas flowed from MCB until the intermediate part without reaching the distal part [Berman, 2002]. In conclusion, the error induced by the secondaries is at least a factor 2 in this area, and the youngest lavas in MV are supposed to be  $12 \pm 1.2$  My old. These results are in good agreement with previous ages suggesting an emplacement of superficial lavas less than 10 My ago [Lanagan, 2004; Hartmann, 2000]. One of the differences between the volcanic organisation of the units *ACo* and *ACy* is the presence of low shield volcanoes on the unit *ACy*. These low shield volcanoes are found between  $1^\circ\text{S}$  to  $9^\circ\text{N}$  and  $156^\circ\text{E}$  to  $171^\circ\text{E}$  on MCB and AV. This area probably also corresponds to the expected location of their sources, as indicated from the stratigraphic analysis. The broad lava fronts of the plains, considering their dimensions oversizing any of the low shield volcanoes were probably erupted from hundreds kilometer long fissures where now extends the Cerberus Fractures. The chronology of the shield volcanoes and the lava plains indicate that these different events are interbedded. Volcanoes ages range from 261 My to 4.2 My while the lava plains ages extends from 149 My to 1.9 My. The two types of volcanic events do not represent an evolution. There is also an homogeneous distribution of the volcanic plains and edifices along the time scale. The issue concerning the coexistence of these two different volcanic eruption types will be addressed in the section 7.4.2.

### 7.4.2 Fractures

The fractures are a network of almost thousand kilometers en-echelon fissures, and are supposed to be sources for both water-rich flow and volcanic material [Berman, 2002; Burr, 2002a; Plescia, 2003; Head, 2003]. The fractures systems are perpendicular to the compression ridges as already noticed [Lanagan, 2004], and the compression ridges are circumferencial to Elysium rise. These fractures are also associated with the radial elements of the Tharsis tectonic province [Hall, 1986; Plescia, 2001]. The edge of the fossae has a very fresh appearance with wall collapse, suggesting that the last event is tectonic [Plescia, 2003, Berman, 2002]. The fractures crosscut most of the terrains including the recent volcanic units. Eroded grabens oriented in the same directons are also found within the Tartarus Montes only. These observations evidence that the state of stress responsible for the fractures acted for a long period of time and until very recently. The formation of compressional ridges and perpendicular fractures are consistent with two following conditions : (1) a state of stress with the less compressive stress ( $\sigma_3$ ) perpendicular to the fractures, and aligned with the compression ridges (2) the injection of fluid, both magma and water, which is reponsible for the opening of fractures by hydraulic fracturation in the state of stress. Indeed, dykes have been suggested in the axis of some fractures [Head, 2003]. This implies that the extensive stresses are not required for the formation of the Cerberus Fossae. The compression ridges do not affect the units *ACo* and *ACy* while the fractures do. This might be explained by a change of the state of stress (weakening of the most compressive stress  $\sigma_1$ ) before the emplacement of the lava flow probably between 2 Gy and the age of the *ACo* (>500 My). Alternatively, the stressed could have remain constant and the ridges which have affected the lava unit are now covered by more recent lava flows. Moreover the organisation of the fractures network acting like a conduit for water and lava presents also some original features like the few hundred meters subparallel fractures found on the top of the *Hnu* ridge between AV and MCB. The fact that they do not crosscut the lavas at the vicinity implies (1) either that they had been emplaced before the settlement of the lavas, or (2) that the terrains *Hnu* are more easily fractured than the lavas.

### 7.4.3 Chronology of fluvial events and distribution of water in the crust

The chronology of volcanic and fluvial events on the western part, including Athabasca Vallis, AB, WLP, and WLB is a key question. We present first our conclusion thanks to the discovering of a new small vallis between AB, and WLP. The pitted cones found in the area are consequently interpreted as an explosive phenomenon, at the exclusion of pingos. The second part of this section focuses on the association of water release and volcanic

events and the other parts of Cerberus plains and its consequences for the distribution of the water in the crust.

#### 7.4.3.1 Chronology of fluvial and volcanic events at Athabasca

Water floods in Athabasca Vallis (AV) were dated between 1.7 Gy and 144 My by *Plescia* [2003] from counts on large craters, around 2 to 8 My by *Burr* [2002], and around 1.6 Gy by *Werner* [2003]. These discrepancies motivate further work. The crater counts reported in this paper were done on the lavas. So the fluvial event in AV can not be constrained precisely. Since the fluvial event occurred on Cerberus lavas, and was affected by a 2.5 My olds lava flow, the water realease can be bounded with confidence between  $<2$  Gy and  $>2.5$  My. However, pieces of evidence of fluvial erosion non covered by lava have been found in the western part of AB. A new fluvial valley ( $1.5^{\circ}\text{N}$   $146.8^{\circ}\text{E}$ , 50 km long,  $<25$  m deep, slope  $<0.01^{\circ}$ ) has been discovered at the contact between AB and WLP, uncovered by lava flows. Since the tracks of water flow disappears ahead of the valley, the source of water was not found, and Athabasca Vallis appears as the most likely one. The waters from Athabasca Vallis are supposed to have formed a paleolake in AB [*Lanagan*, 2004; *Murray*, 2005; *Kossacki*, 2006] , and to be a small contribution to MCB via the spillway ( $155^{\circ}\text{E}$   $4^{\circ}\text{N}$ ) cutting through the middle ridge [*Plescia*, 2003; *Lanagan*, 2004]. These observations and the extremely low slope of AB could explain the formation of a smaller valley at the southwestern-most part of the basin, far from the source. However, this valley is uncovered by the lavas. Considering the Athabasca Vallis as the source of water carving the small valley, the last lavas filling Athabasca Vallis and the spillway did not reach the southwestern part of the AB, at the vicinity of WLP. This implies two important facts : (1) A lava front belonging to the last volcanic stage from Athabasca vallis exists within AB. Nevertheless, it can not be observed with the available data ; (2) The last resurfacing event in the southern part of AB, in WLP and in WLB is fluvial. The crater counts suggest the same surface ages for AB, WLP and WLB which implies that the volcanic event dated in AB, and the fluvial event dated in WLP and WLB occured contemporaneously, around 2.5 My. Thus this would suggest a release of the water in Athabasca Vallis around 2.5 My, immediately followed by lava flows in agreement with *Burr* [2002].

#### 7.4.3.2 Pitted cones

These conclusions have important consequences for the origin of the pitted cones observed on plains having experienced water and lava flows as mentionned on the geological map. Martian cones are now well described [*Farrand*, 2005; *Greeley*, 2001], and in particular in the Cerberus plains [*Lanagan*, 2004; *Lanagan*, 2001; *Burr*, 2005]. The distribution



of the pitted cones found up and down the fluvial valley between the southern part of AB and WLP suggests that their formation was strongly influenced by the underlying buried craters (cf. Fig. 7.12). Their morphology do not correspond to the pingos which moreover are often associated with polygons [Seibert, 2001] and other periglacial morphologies. However, the organization in circle is also not in favor of the rootless cones origin, even if the presence of ejectas on one side of a pitted cone suggests an explosive process of formation. Finally, the fact that these pitted cones emplaced on the surface of the eroded channel without being eroded themselves (see also THEMIS V12065011) suggests a formation posterior to the volcanic and fluvial activity. In conclusion, these pitted cones are not pingos and they are not either directly related to the emplacement lavas. Their distribution is controlled by heterogeneities in the ground. They formed after the fluvial vent and are thus younger than 2.5 My. The nature of these features remain enigmatic.

#### 7.4.3.3 Water sources

MV age is bounded by the ages of the two volcanic units *ACo* and *ACy* of 500 My and 10 My old. The source of the water is discussed in details by Burr [2002a] and Plescia [2003]. The northwesternmost and southeasternmost parts of Cerberus Fossae are respectively the source of Athabasca Vallis, and MV. The source of MV is presently under younger lavas. The contribution of the Athabasca fluvial to the formation of MV is probably negligible considering to the size of the spillway *Lanagan* [2004]. With Grjota' Vallis and Rahway vallis, MV and AV are the four main fluvial events described in the literature. The rate of water release, and probably the depth of the aquifer were probably lower in the case of Rahway Vallis, as suggested by its less developed morphology. These four fluvial sources can be more or less certainly associated with a later volcanic activity. Evidences has been made for AV and Grjota' Vallis. The association is less certain for MV and Rahway Vallis which are covered by lavas. However, there is no evidence that the lavas originate from the same source point as the water. An important source of water release is found on the lava surface 9°N 160.5°E (see Fig. 7.8) without any association with a later volcanic activity. This water release has is small in comparison of the 4 others because it did not carved a major fluvial channel. Nevertheless, the erosion of the *Hnu* terrains at the vicinity indicates a consequent release of water (cf. THEMIS images V13637006 and V13612013). Evidence of smaller fluvial erosion features are visible all over the lava plains which are not always associated with a main catastrophic floods. The fact that most of the volcanoes are associated with small but visible water flows, on their summit, or at their vicinity suggests that the water was present everywhere in the subsurface of the lava plains. If the water has erupted during the formation of the volcanic edifices, as suggested by the association of related morphologies, it means that the water erupted from the shallow surface at the age of the volcano. This water was present in the ground at least 80 My ago.

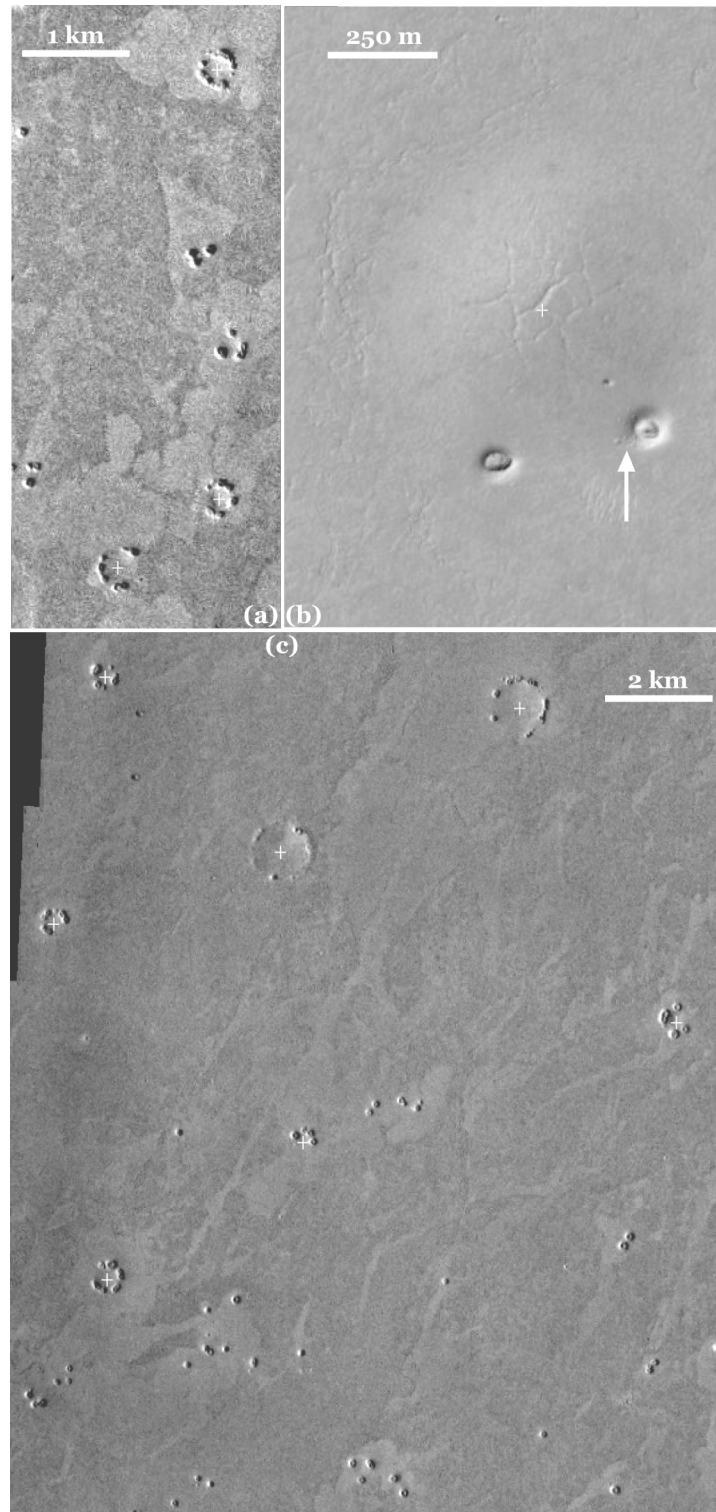


FIG. 7.12 – Example of pitted cones found in the western part of Athabasca basin and in the Western Lava path. (a) and (c) are portions of THEMIS V07959021 and V18205030 (illumination from west) respectively showing pitted cones distributed in circles (center highlighted by a white cross). The depressions in the center of the cercles suggest that the pitted cones are distributed above the rims of buried craters. (b) is a portion of MOC M0001046 (illumination from southeast) showing the surface depression above a buried crater, and two pitted cones disposed at the top of the buried crater rims. The white arrow shows ejectas printed on one side of a pitted cone suggesting that its origin is probably associated to an explosive processus.

Since evidence of recent water flows have been found on the most recent lava, it is possible to conclude that superficial water release has occurred during the last 80 My. The small subparallel fractures on the central ridge are also a smaller water source. The presence of this source, not considering the complex mechanism that made the vent at the top of the ridge, also evidences shallow depth waterground tanks. All these observations suggest the existence of a deep but localized distribution of major aquifers, combined with shallow water reservoirs with a broader distribution over the plains. The water released from older catastrophic events (e.g, Grjota' Vallis) or other covered fluvial valleys could be the origin of the shallow water distribution below the plains, that would refill local superficial and local reservoirs. These ones would then provide superficial smaller quantities of water during more recent volcanic events.

#### 7.4.4 Volumes and flow rates

We have estimated the total volume filling the depressions, including the large basins, and the cavities of buried craters. The material filling the depression is assumed to be mostly lavas. We have demonstrated that the contribution of buried crater is important. The craters could also be filled partially by sediments decreasing their contribution to the total volume of lavas. However, craters of similar sizes in the terrains *Hnu* do not show evidence of large infilling by sediments. The main part of the material filling the buried craters is thus likely lavas. The volume of the sediments carved by the Athabasca Vallis has been estimated to be  $675 \text{ km}^3$  [Burr, 2002a], which would represent 5.4 m of sediment deposits over the whole AB area, a result similar to the 8 meters proposed by Lanagan [2003]. This volume only represents less than 1% of the total volume calculated for the Cerberus plains. The average volume of material which is  $1.5 \times 10^5 \text{ km}^3$  is considered to be mostly volcanic products. Lanagan [2003] estimated the total volume of lava from the height of the lava flows and the probable average thickness of the lavas (30 m to 90 m in MCB and 20 m to 200m in MV) and proposes a total of  $2.4 \times 10^4 \text{ km}^3$  to  $2.1 \times 10^5 \text{ km}^3$  for the post Marte-Vallis lava flows (unit *ACy*). This result seems to be an overestimation in comparison to our calculations ( $1.3 \times 10^4 \text{ km}^3$  to  $1.7 \times 10^4 \text{ km}^3$ ) which also included the total amount of lava produced by the Cerberus plains, pre and post-Marte-Valles.

From the volume of volcanic material and the chronology of emplacement, flow rates can be estimated. The morphology of the low shield volcanoes on the basis of terrestrial observations would imply flow rates of 50-90  $\text{m}^3/\text{sec}$ , and the large lava sheets from the plains would imply flow rates of  $10^3$ - $10^4 \text{ m}^3/\text{sec}$ . Plescia [1993] estimated from Viking imagery a maximum flow rate of  $1.10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  for the Cerberus plains. Keszthelyi [2004] calculated an effusion rate of  $3.10^5 \text{ m}^3/\text{s}$  for a 50 km wide lava flood on Mars. These flow rates correspond to a individual eruption of lava and should not be integrated over the entire period of activity which include long period of quiescence and which is longer than

250 My. For example, Mauna Loa volcano in Hawaii has built up a volume of  $7.5 \times 10^4 \text{ km}^3$  over almost 1 My. Even if eruptions were recorded with a flow rate of 200-400  $\text{m}^3/\text{sec}$  (on the basis of 0.25-0.5  $\text{km}^3$  erupted in two weeks), the average flow rate related to the total volume during the whole construction of the volcanic edifice is only 2.37  $\text{m}^3/\text{sec}$ . If we assume the same average flow rate for the Cerberus plains, it appears that the average volume ( $1.5 \times 10^5 \text{ km}^3$ ) would have erupted in almost 2 My. However, the consideration of a terrestrial single volcanic edifice, even if the biggest, does not allow accurate comparisons with Mars where a mantellic plume activity concentrated at one location due to the absence of plate motion. The supposed volume of lavas erupted by the mantle plume resulting in the Hawaiian-Emperor chain can be estimated around  $1.10^6 \text{ km}^3$  [VanArk, 2004 ; Robinson, 2006]. Along the last 80 My of the plume's activity, this volume represents an average flow rate of 0.44  $\text{m}^3/\text{sec}$ . This flow rate translated into the Cerberus plains case suggests a period of activity shorter than 11 My, in disagreement with our ages.

The oldest surface associated undoubtedly with a volcanic surface on the unit *Acy* is *Vlc. D* with 261 My and the youngest is *Vlc. D* with 4 My. These two ages appear to bracket the *ACy* volcanic activity. The total volume is composed by lavas from units *Acy* and *Aco* so the unknown *Acy* fraction of the total volume is supposed to have been erupted at least since 261 My. The flow rate for a continuous activity since that time, even for the whole total of *Acy* and *Aco* lavas is still very small (0.018  $\text{m}^3/\text{sec}$ ). In comparison to terrestrial eruptions, this result implies smaller eruptive events and/or longer period of non activity. Due to the size of observed lava flows, we considered that the second hypothesis is more likely. This suggests that the cycles of eruption of the magmatic chamber below the Cerberus plains is different than on the Earth. The martian crust is today thicker in average than the one on Earth, which is an obstacle for the ascension of lava to the surface. This could induce longer cycles of non volcanic activity followed by sudden and massive fissural eruptions. We thus believe that the completion of the surface dating and mapping of Cerberus will probably lead unchanged the apparent gaps in the chronologic sequence corresponding to non-volcanically active periods. As a second consequence, the time episodes listed on the map reflect probably more the error bars of the comparison between two surfaces ages than real periods of continuous volcanic activity. Considering the low flow rates and the volume, some extended period of activity must include long quiescent time intervals and should be subdivided accordingly.

## 7.5 Conclusion

The main outcome of this study is the publication of a new detailed geologic and geomorphologic map of the Cerberus plains. This map will hopefully provide to present and future planetary scientists interested in Cerberus a global view of volcanic, fluvial

and tectonic activity over this zone. Simultaneously, the scale of this map (1/2 000 000) based on THEMIS-IR mosaics (256 pixels/degree, or about 250 meters/pixel) and the level of details allows to understand the chronologic and stratigraphic relationships between these geologic events. The achievement of this map led us to obtain the main following results. 22 shield volcanoes have been mapped, including 10 which were not previously recognized. These volcanoes should be considered as a contribution to the volcanic sources in addition to the fractures. We demonstrated by relative and absolute chronology the alternance of the lavas erupted from shield volcanoes and the lava plains erupted from the fractures. The coexistence of fissural eruptions and shield volcanoes is not typical of volcanic processes on Mars. Volcanic shields and effusive eruptions along fractures have been also mapped for instance in Iceland [Pedersen, 2003]. The reason for the transition between the two geometries for the source is not clear. The two types of eruptions probably occurred simultaneously during the last 250 millions years and until 2 millions years suggesting a present activity. The volume of lavas corresponding to this period is estimated in the range of  $1.3\text{--}1.7 \times 10^5 \text{ km}^3$  which is a relatively small amount of volcanic material in comparison to Tharsis Montes for example. In consequence, the eruptions of lava plains and shield volcanoes had to be interrupted by rather long periods of calm with sporadic eruptions. Comparing the activity to terrestrial hot spots, it is inferred that the relative proportion of periods of calm to periods of activity is greater than for the Earth. All fluvial events affecting the lava flows have been reported on the map. A new water source has been discovered. This source consists in a set of small subparallel fractures situated at the summit of the ridge releasing water on both flanks of the ridge. Another enigmatic feature consist in pitted cones. These cones are distributed along arc-circles or even complete circles and lie on fluvial sediments. This geometric distribution implies a structural control such as impact crater rims buried under the fluvial sediments. Other pitted cones have been alternatively interpreted as pingos or pseudo-craters. The explosive nature of these features resting on sediments rules out both hypotheses. This phenomenon remains yet to be understood. Fractures and compressive ridges have been also mapped. Ridges are found perpendicular to fractures. Several fractures crosscut the lava flows evidencing their recent activity.

Several models have been already proposed to explain the morphology of the Cerberus plains : the occurrence of flood waters, low shield volcanoes, large fissural eruptions and fractures at the same place. The generation of massive flood from dyke swarms has been proposed to explain the Cerberus morphologies [Wilson, 2002; Head, 2003]. Indeed, the orientation and morphology of the fractures, the presence of dykes inside the fractures and the compressive ridges orientation are consistent with the injection of lavas and water in a compressive state of stress, with the less compressive stress oriented perpendicular to the fractures, and the most compressive stress oriented perpendicular to the ridges. Our observations show no evidence for significant extension on this region. Models sug-

gesting an extensive stress opening the fractures used later as pathways for the water and magmas are not relevant to explain relationships between fractures and volcanic vents. The thermal anomaly would melt the ground-ice inducing the ascension of water from deep aquifers, and catastrophic water flood from the fissures, almost simultaneously. The contemporaneous fluvial and volcanic activity should produce phreatomagmatism which has surprisingly not yet clear evidences at the Cerberus plains, even if some pitted cones could be seen as candidates for phreatic activity.

*Plescia* [2003] suggested that low shield volcanoes were formed by low effusion rates, similar to those observed in Hawaii (50-90 m<sup>3</sup>/sec). The flow rate of the large lava sheets from the plains have been estimated in the range of 10<sup>3</sup>-10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>/sec [*Keszthelyi*, 2000, 2004; *Gregg*, 2000]. Another hypothesis has been proposed to explain the presence of low shield volcanoes involving the eruption of lavas with higher viscosity than those of large lava flows, either due to compositional differences or from devolatilization of parental magmas prior to eruption [*Sakimoto*, 2004]. However, the extremely gentle slopes of shield volcanoes in comparison to terrestrial counterparts in low viscosity lavas is not in favor for an increase of viscosity to form these features. The determination of the rheology is currently investigated [*Vaucher et. al*, 2006]. We simply report here that the diversity of volcanic morphologies including massive lavas, channellized lava flows and shield volcanoes strongly suggest changes in magma composition associated to rheologic variations. The shield volcanoes are distributed over all the youngest unit and their geographic distribution and age do not show any displacement with time of the magmatic activity. In Iceland, it has been suggested that the shield volcanoes distribution reflects the convective pattern of the magma ascent, while the magma can follow the paths of pre-existing fractures, or open fractures perpendicular to the extensive stress [*Pedersen*, 2002; *Sigmundsson*, 2002]. As shown for the morphologies along mid-ocean ridges [*Rabinowicz*, 2002], we suggest that the Cerberus plains are of great interest to understand how tectonic stresses and magma ascent interplay to form the observed morphologies.

The abundance of evidences for recent activity, including possible recent hydrothermalism deposits on this region makes it a good candidate for landers despite the present technological challenge due to the roughness of lava flows at the meter scale. The compilation of information in this paper synthesized with the geologic map will be useful for the definition of potential landing sites.



[...] la première chose qu'il remarqua fut le manque d'arbres, l'absence totale d'arbres de tous les côtés. C'était une terre nue et noire, à perte de vue, sans la moindre trace d'herbe.

Ray Bradbury, *Chroniques martiennes*, 1950



## Transport éolien de cendres volcaniques sur Cerberus

Cerberus est une des nombreuses régions de Mars à exposer une surface avec des variations d'albédo contrastées. Depuis que la sonde Viking a commencé l'observation de la surface martienne, et jusqu'à aujourd'hui avec des données plus récentes, ces zones sombres ont évolué en forme et en albédo, montrant un premier signe d'activité récente de surface martienne. Ces comparaisons ont permis de conclure que la surface de Mars, de la même manière que sur Terre, était affectée par de nombreux processus éoliens d'érosion, comme les yardangs, et de sédimentation comme des champs de dunes. Cette activité, même si certains champs de dunes sont considérés comme indurés et fossiles, témoigne de processus de transport de matériaux granulaires et de granoclassements récents sur l'ensemble de la planète. En effet, les accumulations de poussières aux orientations changeantes avec le temps, localisées derrière les parties abritées des obstacles naturels que représentent les cratères ou les mesas dans les plaines, ainsi que les traces sinueuses des tourbillons de poussières (dust devil) qui découvrent un substratum de faible albédo initialement couvert de poussière, ont mis en évidence des activités éoliennes complexes et diverses.

Les analyses de ces terrains sombres et plus clairs ont été faites par les Rovers évoluant à la surface de la planète, et suggèrent des tailles de grains variables de ces terrains. Des études ont été réalisées dans l'hémisphère sud principalement, sur des champs de dunes sombres, et des comparaisons d'albédo et de compositions à l'échelle globale de la planète ont été faites. Les résultats des analyses spectrales montrent, sur l'ensemble de la planète, des fortes concentrations en basaltes et en minéraux mafiques sur ces zones de faibles albédo, comme en particulier sur l'édifice volcanique de Syrtis Major ou les dunes sombres du cratère Rabe dans l'hémisphère sud. La zone de faible albédo de Cerberus est comprise entre Elysium Mons, Albor Tholus et les plaines de Cerberus. Dans un tel contexte, ces informations suggèrent que les matériaux sombres sont associés à des événements volcaniques.

Suite à la cartographie des plaines de lave de Cerberus, une bonne connaissance to-



pographique et géologique de la zone à été acquise. La surface sur laquelle se trouve la zone de faible albédo suit le flanc d'Elysium Mons, sur plusieurs milliers de kilomètres sans varier en altitude de plus de 500 mètres. Les vents dominants soufflent du nord-est vers le sud-ouest, dans l'alignement de la zone sombre, qui est limitée au nord-est par la fracture northern Cerberus Fossae. Cette fracture a été la source de coulées de laves mais surtout de débâcles fluviales qui ont creusé les chenaux de Grjota' Vallis, il y a 500 millions d'années.

Dans l'objectif de déterminer la composition, la mobilité et l'origine des matériaux composant la zone de faible albédo de Cerberus, une analyse systématique des données visibles, thermiques et hyper spectrales a été réalisée. Sur une zone englobant la région de faible albédo, les champs de dunes ainsi que six morphologies caractéristiques associées aux unités les plus sombres ont été définis et représentés sur une carte de la région : (1) Des dépôts de matériaux clairs recouvrant des surfaces sombres. (2) Des traces sombres de tourbillons (dust devils) ayant enlevé le matériau clair sur leur chemin. (3) Des traces de matériaux sombres transportés à proximité d'une source potentielle. (4) Des strates érodées avec une forte concentration de matériaux sombres. (5) Des strates de matériaux sombres dans les fractures de Cerberus et northern Cerberus Fossae. (6) Des monticules érodés à la base et présentant des strates sombres que l'on peut suivre partiellement ou totalement. La distribution de ces morphologies met en évidence une concentration des structures érodées dans la zone affectée par les débâcles fluviales de Grjota' Vallis, et une concentration des morphologies de sédimentation au sud-ouest de northern Cerberus Fossae, vers le corps de la région sombre.

Dans le corps de la zone de faible albédo, les planchers de plus de 40 cratères montrent des accumulations de matériau sombre. Nous avons découvert dans cette étude que l'orientation de ces accumulations sombres par rapport au centre du cratère est directement dépendante de la géométrie du cratère, et dans l'alignement des vents dominants actuels. Dans 4 des plus grands cratères se trouvent des champs de dunes sombres de taille supérieure ( $\sim 18$  m) aux dunes claires ( $\sim 8$  m) qui couvrent l'ensemble de la zone. Cette observation témoigne d'une différence de taille de grain entre les deux matériaux et une plus grande mobilité du matériau clair, tout comme le fait que le matériau sombre se dépose en forme de flamme derrière ces cratères alors que le matériau clair forme des dépôts linéaires.

L'inertie thermique est une grandeur qui permet de caractériser la façon qu'un matériau va avoir de restituer la chaleur emmagasinée, et cette grandeur dépend de la porosité, du degré d'induration du matériau, et de la taille des grains qui le composent ce qui permet de dériver des tailles de grains. Les valeurs d'inertie thermique montrent une différence nette entre les matériaux sombres ( $330 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ) et clairs ( $80 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ), et les tailles de grains déduites correspondent à des sables pour les matériaux sombres ( $250 \mu\text{m}$ ) et des poussières pour le matériaux clairs ( $8 \mu\text{m}$ ). Les analyses hyperp spectrales OMEGA

et TES témoignent de compositions mafiques et la présence de pyroxènes. Ces résultats correspondent bien aux caractéristiques thermiques et spectrales des dépôts volcaniques

A partir de ces observations nous proposons l'hypothèse que la zone de faible albédo de Cerberus résulte de l'érosion d'une couche de sédiments volcaniques lors du creusement du substratum consécutif à la formation de Grjota' Vallis. Un événement volcanique majeur, de type explosif a pu déposer une vaste couverture de cendres et de tephras, avant que cette couche soit elle-même recouverte par d'autres processus sédimentaires affectant la surface de Mars comme les éjectas de cratères, d'autres dépôts éoliens ou des coulées de laves. Cette couche de sables mafiques s'est trouvée exhumée lors de la formation de Grjota' Vallis et transportée suivant les vents vers le sud-ouest de la fracture pour former la zone de faible albédo de Cerberus. Le fait que ce type de matériau sombre, aux signatures thermiques et spectrales caractéristiques se retrouve régulièrement en strates dans les fractures de northern Cerberus et de Cerberus Fossae, ainsi que sous forme de dépôts parfois associés avec des édifices volcaniques sur l'ensemble de la planète, démontre l'importance des processus volcaniques explosifs et des dépôts consécutifs à leurs éruptions sur Mars.

## Low albedo surfaces on Cerberus plains, a possible erosion of a volcanoclastic layer by Grjota' Vallis

<sup>1</sup>J. Vaucher, <sup>1</sup>D. Baratoux, <sup>1</sup>P. Pinet, <sup>2</sup>F. Forget

<sup>1</sup> : Observatoire Midi-Pyrénées, Laboratoire Dynamique Terrestre et Planétaire, UMR 5562, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

<sup>2</sup> : Interaction et Dynamique des Environnements de Surface, UMR8148, Orsay, France.

**Abstract :** The purpose of this paper is to present the nature, mobility and source of the dark material composing low albedo feature at Cerberus. The study of 4 dark dune fields on large crater floors reveals that they have larger heights and lengths than bright dunes, suggesting that bright and dark material have a different grainsize distribution. This fact is also supported by the higher mobility of the bright material which presents type I deposits behind craters all over the studied area while the dark material is restricted to craters with dune fields with a type II elongated wind tail. The spectral analysis of dark material from OMEGA data via a Modified Gaussian Model deconvolution indicates a composition dominated by high-Calcium-pyroxene and olivine, as confirmed by the TES mineral concentrations. The thermal analysis suggests that coarse and dark material ( $\sim 250 \mu\text{m}$  and  $330 \text{ J/m}^2\text{Ks}^{1/2}$ ) is sparsely covered by the bright dust ( $\sim 8 \mu\text{m}$  and  $80 \text{ J/m}^2\text{Ks}^{1/2}$ ). The majority of the crater floors shows dark surfaces, the location of the deposit being in direct relation with the geometry of the craters and with the prevailing wind directions blowing from north-east to south-west. Indeed, the simple craters ( $< 7 \text{ km}$ ) have dark concentration on their inner south-west facing slopes while in the large craters ( $> 7 \text{ km}$ ) these dark deposits are situated on the inner north-east facing slopes. A map of morphologies associated with the dark areas reveals a concentration of the eroded features like knobs with dark layer in the river beds of Grjota' Vallis which have been carved by water floods from the northern Cerberus Fossae. The depositional and transportation features are found south-west of the Grjota' Vallis. All the observations can be explained by the exhumation of a volcano-clastic layer by the erosion related to the Grjota' Vallis formation. The transportation of this dark material sparsely covered by the dust would have resulted in the low albedo zone of Cerberus. The occurrence of such mafic and low albedo areas emphasizes the importance of explosive volcanism and volcanoclastic deposits in the martian volcanic history.

**keywords :** Mars, grainsize ; dunes ; volcanism ; low albedo ; mineralogy.

## 8.1 Introduction

One of the first striking features of the Martian surface revealed by the earliest telescope observations were the low albedo regions. Images from the 1970s orbiting spacecraft (Mariner 9 and Viking Orbiters) evidenced both time variations of these low albedo units, and morphologies associated with aeolian processes. The occurrence of global dust storms inferred from ground-based telescopic observations were confirmed during the course of these missions. It was thought that these global dust storms could affect the evolution of the surface albedo. The Mars Odyssey experiment (THEMIS-VIS), followed by the Mars Global Surveyor orbiter (Mars Orbiter Camera) provided Mars images at an unprecedented resolution. The transport of both high and low albedo material was confirmed from the observations of dune fields, either active or not [*Thomas et al.*, 1999 ; *Edgett and Malin*, 2000 ; *Fenton*, 2006a]. Recently, the Mars Express mission emphasized the role of wind processes in the present evolution of the Martian surface, as illustrated by the formation of slope streaks as dry avalanches controlled by the prevailing winds [*Baratoux*, 2006]. In addition, the high coverage of the High Resolution Stereo Camera (HRSC) instrument brought additional visible, topographic and spectroscopic data constraining the composition, the distribution and the orientation of the wind related features on Mars [*Greeley et al.*, 2005].

Numerous studies about aeolian processes since the early ages of the martian exploration have confirmed the main importance of the wind in the global evolution of the Martian surface [*Fenton and Richardson*, 2001]. However, the characteristics of the eroded material, its origin, and its transportation at the local scale are not always understood. Among the recent studies at the local scale, *Fenton* [2005a] has studied southern hemisphere craters filled by dark dunes fields, in particular the Proctor Crater [*Fenton and Mellon*, 2006b ; *Fenton*, 2005b, 2005a] and concluded about a close source of the sand and a limited transport of sand grains. According to *Edgett* [1997], aeolian dunes are directly related to the material produced by neighboring explosive volcanic events in the region of Tharsis. The low albedo surfaces and aeolian sediments of Western Arabia Terra have been described by *Edgett* [2002] who concluded about very fine sand originating from erosional landforms within crater floors and deposited from suspension. In-situ analysis of dune material was made possible with the success of the MER rovers landing. Spirit and Opportunity Rovers provided in-situ grainsize and thermal analyses of small dunes and dust with the evidence of an aeolian grain sorting [*Greeley et al.*, 2006 ; *Jerolmack et al.*, 2006 ; *Ferguson et al.*, 2006 ; *Sullivan et al.*, 2005]. At Meridiani Planum, *Sullivan et al.*, [2005] reported the observation of extremely well sorted 1 to 2 mm concretion fragment population indicative of very strong winds (greater than  $70\text{ms}^{-1}$  at 1 meter above the surface). From images of soils in Bonneville crater across a dark streak border, *Greeley et al.*, [2005] demonstrated that dark soil corresponds to coarse sand of 0.5 to 1 mm in

size, and bright areas correspond to the same coarse grains coated by fine dust ( $< 3 \mu\text{m}$ ). These results suggest that the surface of the Mars planet is composed by a large amount of coarse and mafic materials when not covered by brighter and smaller particules.

The present study focuses on the dark material on the Cerberus plains among the other martian low albedo areas [Geissler, 2005] with the objective to define the origin of the dark material at Cerberus, to determine its pathways, and how far it can be transported. In the first part, we present the morphologic characteristics of eolian landforms of the bright and dark material. Striking evidences for a different wind transport and deposition patterns of bright and dark material are found. The occurrence of dark material exposures are classified and mapped. The second part focuses on the grain size and composition of dark and bright material from visible, near infrared and thermal infrared spectral data (OMEGA/Mars Express and TES/Mars Global Surveyor) and infrared thermal observations (THEMIS-IR/Mars Odyssey). Finally, we propose a plausible hypothesis for the origin of the exposure of dark material in the Cerberus plains with its implications for the interpretation of other low albedo surfaces on Mars.

## 8.2 Morphologic observations

The Cerberus area, located 140°E and 170°E and 5°N and 20°N (Figure 8.1), experienced significant surface albedo variations [Geissler, 2005; Szewast, 2006] since its first orbit observation by Viking. These changes are suspected to result from the bright dust redistribution over a darker material [Greeley, 2005]. In addition, darker surfaces are observed in different locations without obvious change of their boundaries reported so far. The dark material is thus supposed to be less mobile than the bright one, eventually considered as dust but the occurrence of bright and dark dunes shows that both dark and bright material are affected by aeolian transport and sedimentation. As developed in the following section, the differences in size of bright and dark dunes in the region and the albedo variations around obstacles suggest that bright and dark material have different physical properties, yielding to differences in the aeolian morphologies. Looking for the origin and pathways of dark material, we classify and analyze the distribution of its various exposures which are finally synthesized on a map.

### 8.2.1 Evidence for a different eolian dynamics of bright and dark material

The dark areas were tracked from the MOC wide angle images which compose the MOC albedo map (Fig. 8.1). Then, dark material is simply identified from the contrast of each individual MOC or THEMIS-VIS images. There is no quantitative analysis at this stage of the actual albedo of each mapped feature. However, it was systematically referred

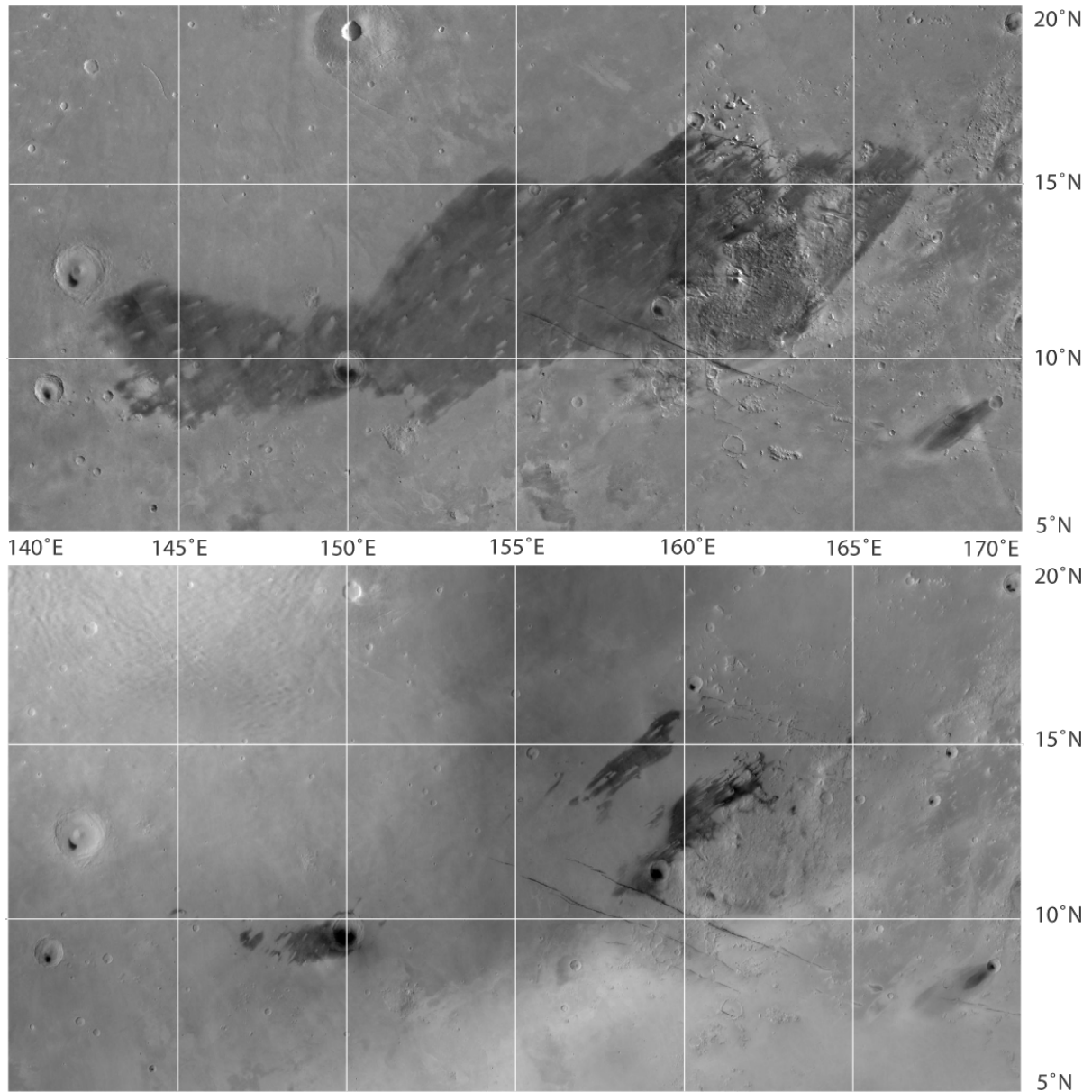


FIG. 8.1 – Area of investigation. The low albedo feature of Cerberus varies between the Viking (top) and the MGS (bottom) observations as described by *Geissler*, [2005]. The patch covers the Tartarus Montes and part of the Cerberus Fossae. It extends from the northern Cerberus Fossae fracture system (*Vaucher et al.*, [2007]), source of Grjota Vallis, at the northwest, over more than 1200 km, until the northern part of the occidental-most lava flows belonging to the Cerberus plains. Within and out of the low albedo area, dark material accumulations are found in the inner cavity of numerous craters.

to MOC albedo map to ensure a consistent meaning of the use of dark and low albedo terrains within the high resolution images over this region. The dark material identified on images separated by hundred of kilometers on the Cerberus region has a similar albedo.

### 8.2.1.1 Types and sizes of dunes

**Bright dunes** The bright dunes at Cerberus plains are visible in almost all the MOC pictures as sparse and small fields of transverse dunes, perpendicular to the yearly-averaged prevailing wind which also corresponds to the direction of the strongest winds [Baratoux *et al.*, 2006]. Such dunes are usually characterized by a gentle stoss slope and a slip face on the lee side that reflects the angle of repose. The slip faces of bright dunes are in average about  $8.8 \text{ m} \pm 1 \text{ m}$  long while the stoss slope is  $\sim 18.5 \text{ m} \pm 1.5 \text{ m}$  long. The angle of repose of a terrestrial dune is around  $34^\circ$  for the slip face. Assuming the same angle for Mars, the deduced height of the bright dunes is  $\sim 5.9 \text{ m} \pm 0.7 \text{ m}$ . The transverse dunes are typical of area where the mobile material is abundant (Fig. 8.2)[Greeley, 1985] suggesting that a large amount of mobile bright material is available at Cerberus.

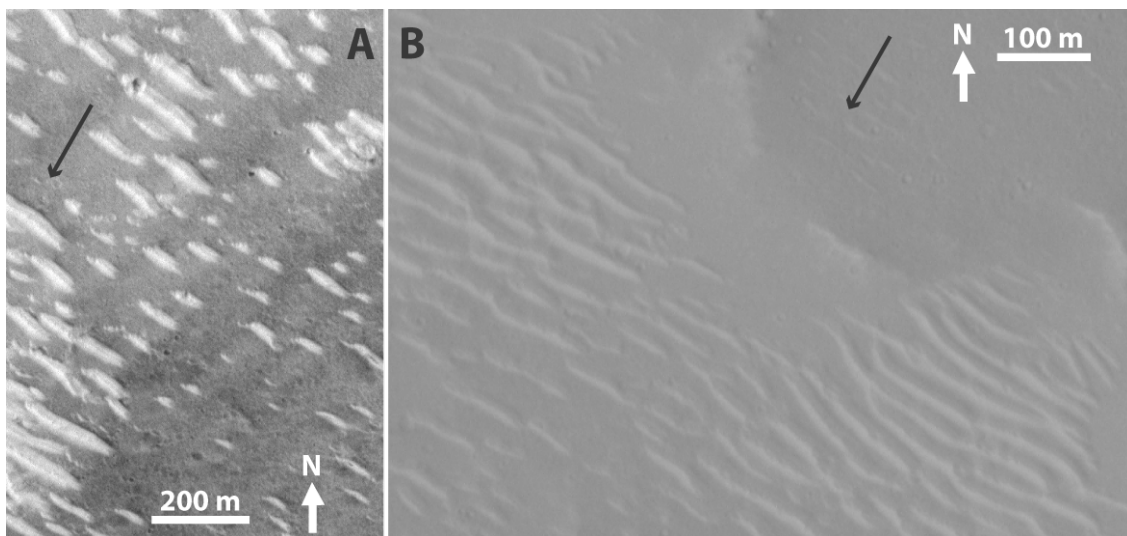


FIG. 8.2 – Bright dunes morphologies. (A) is a portion of MOC M2202408 centered  $157.19^\circ\text{E}/13.35^\circ\text{N}$  (illumination from bottom left). (B) is a portion of MOC M0403596 centred  $154.33^\circ\text{E}/14.12^\circ\text{N}$  (illumination from bottom left). Note the organisation in transverse dunes perfectly perpendicular to the wind directions (black arrows) typical of abundant sand areas. The slip faces are brighter because of the illumination in (A) and (B), and are about  $8.8 \text{ m} \pm 1 \text{ m}$  long while the backslopes are  $18.5 \text{ m} \pm 1.5 \text{ m}$  long.

**Dark dunes** Dark dunes, have been mostly reported within the highlands crater floors [Jaumann *et al.*, 2006 ; Tirsch *et al.*, 2007 ; Schneider and Hamilton, 2006 ; Fenton and Mellon, 2006b ; Fenton *et al.*, 2005b ; Fenton, 2005a ; Fenton, 2006a]. On the Cerberus

plains, dark patches are found southwest of the northern Cerberus Fossae ( $16^{\circ}\text{N}/163^{\circ}\text{E}$ ) and on more than 40 crater floors located in the low albedo region as seen during the Viking mission (Fig. 8.1). The diameters of these craters range from  $\sim 88$  km to  $\sim 3.5$  km. They represent a small proportion of the total population of impact craters. Dark dunes are observed for three of these craters located respectively at  $169^{\circ}\text{E}/8.65^{\circ}\text{N}$ ,  $150.18^{\circ}\text{E}/9.5^{\circ}\text{N}$  and  $159.4^{\circ}\text{E}/11.23^{\circ}\text{N}$ . They are referenced here and henceafter as *c1*, *c2* and *c3*. Unfortunately, the coverage at high resolution of dark patches is not complete, and it is thus impossible to determine yet the proportion of deposits within craters associated with dark dunes fields.

On the floors of the craters *c1*, *c2* and *c3*, the dark dunes form compact fields with joint dunes and few bright ripples visible at the edge of the field (Fig. 8.3 and 8.4). These accumulations of material are not centered at the deepest point of the crater floor but rather extend on the southwestern part of the crater floor up to the inner rim walls. This distribution is consistent with the aeolian transport of dark material. At this stage, it is not possible to determine whether the source is inside or outside the crater. Occasionally, when lava flows have been suspected within crater cavities, they were emplaced, or flowed down, in the deepest point of the crater as expected, like a lava lake, and have no relationships with dark dune fields. Thus, there is no systematic relationships between the presence of identified lava flow in impact craters and the occurrence of these dark dune fields. The larger dark dune field is located in the crater *c2*, and its volume can be broadly estimated about  $6 \text{ km}^3$ .

The orientations of slip faces and stoss slopes evidence variable wind directions, but they are globally in agreement with the northeast to southwest wind directions over the Cerberus area. A dark barchanes field is observed spreading out a few tens of kilometer squares on the floor of the crater *c1* which suggests a poor supply of sand on a rocky ground. These barchanes have  $23.2 \pm 2.1$  m long slip face and  $140 \pm 10$  m long stoss slopes implying a height around  $15.7 \pm 1.5$  m assuming an angle of repose of  $34^{\circ}$ . The crater floor *c2* displays a main dunes field recognized from the dunes crests sinusoides. This dune field is 40 meters thick and stands on a larger dunes field. The larger dune field has no discernable topography. The occurrence of dunes in this second dark deposit is only confirmed at its edge but are suspected elsewhere. No dark strata on the crater rims, or at an eroded central peak on the crater floor could be observed as a potential source for the material composing the dark dunes.

Since the orientation of wind inferred from bright and dark dunes are the same, it is reasonable to assume that they are contemporaneous and formed from the same atmospheric conditions and wind directions. Bright and dark dunes are also found occasionally in the same places and for instance within the crater cavities. This rules out the hypothesis that the difference in morphology eventually controlled by the variable environment,



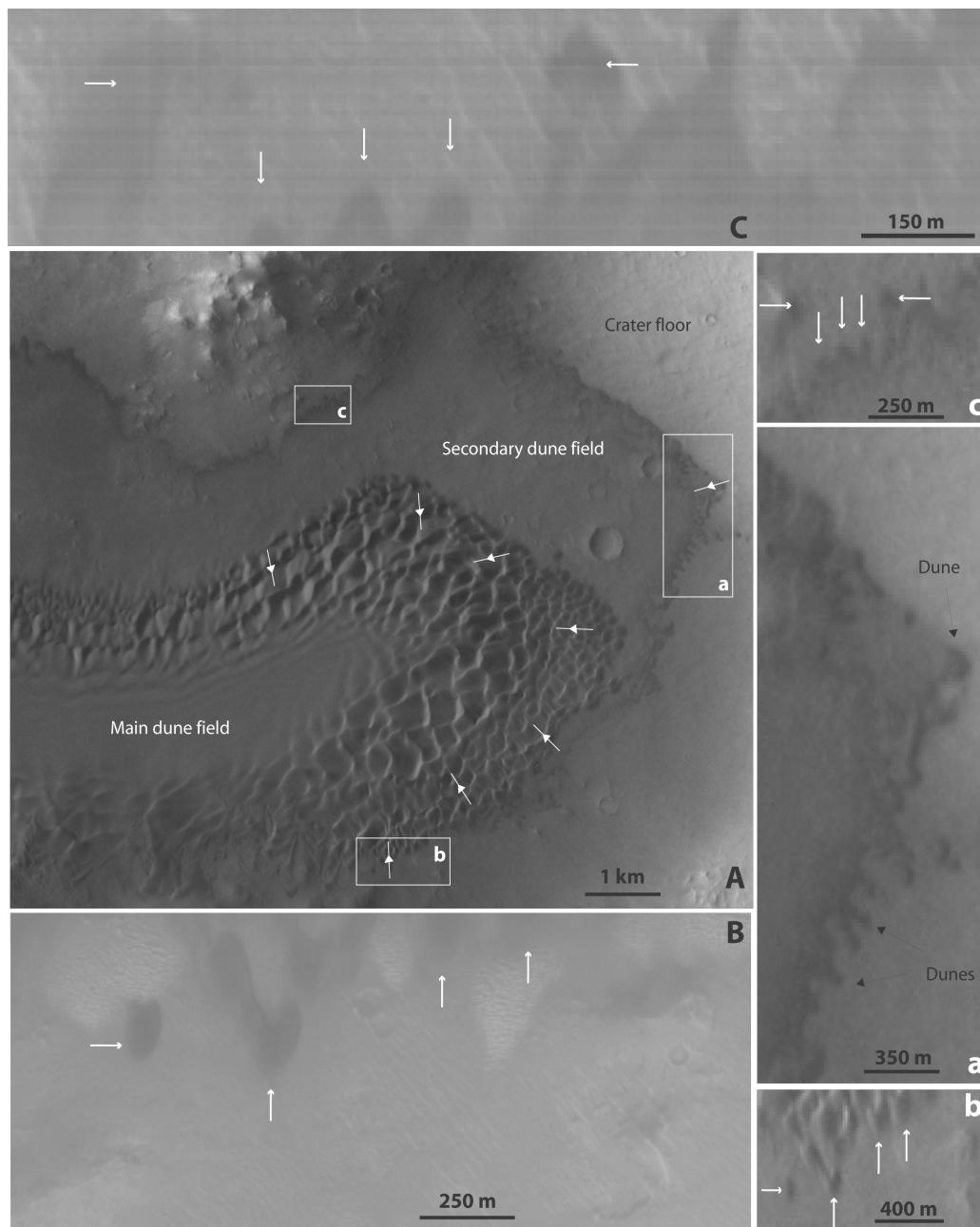


FIG. 8.3 – Dark dunes morphologies. (A) is a portion of THEMIS V13238016 centered  $150.18^{\circ}\text{E}/9.5^{\circ}\text{N}$  (illumination from left) showing a dark dune field in a crater cavity. A main dune field is visible, composed by sub-kilometric barchans dunes evidencing various wind directions (white arrowed lines) within the crater cavity. A secondary dark dune field surround the main field, evidencing less sand accumulation from their size, less than 100m as shown by the blow-up (a). The blows-up (b) and (c) from THEMIS have to be compared respectively to (B) and (C) which are portions of MOC E1701373 centered  $149.87^{\circ}\text{E}/9.46^{\circ}\text{N}$  (illumination from bottom). White arrows highlight same location in the images. Note the relatively low mobility of the dark dunes during the 30 months gap between the THEMIS (08/12/2004) and the MOC (22/06/2002) images. Also note in (B) the occurrence of bright ripples visible at the edge of the dark dune field.

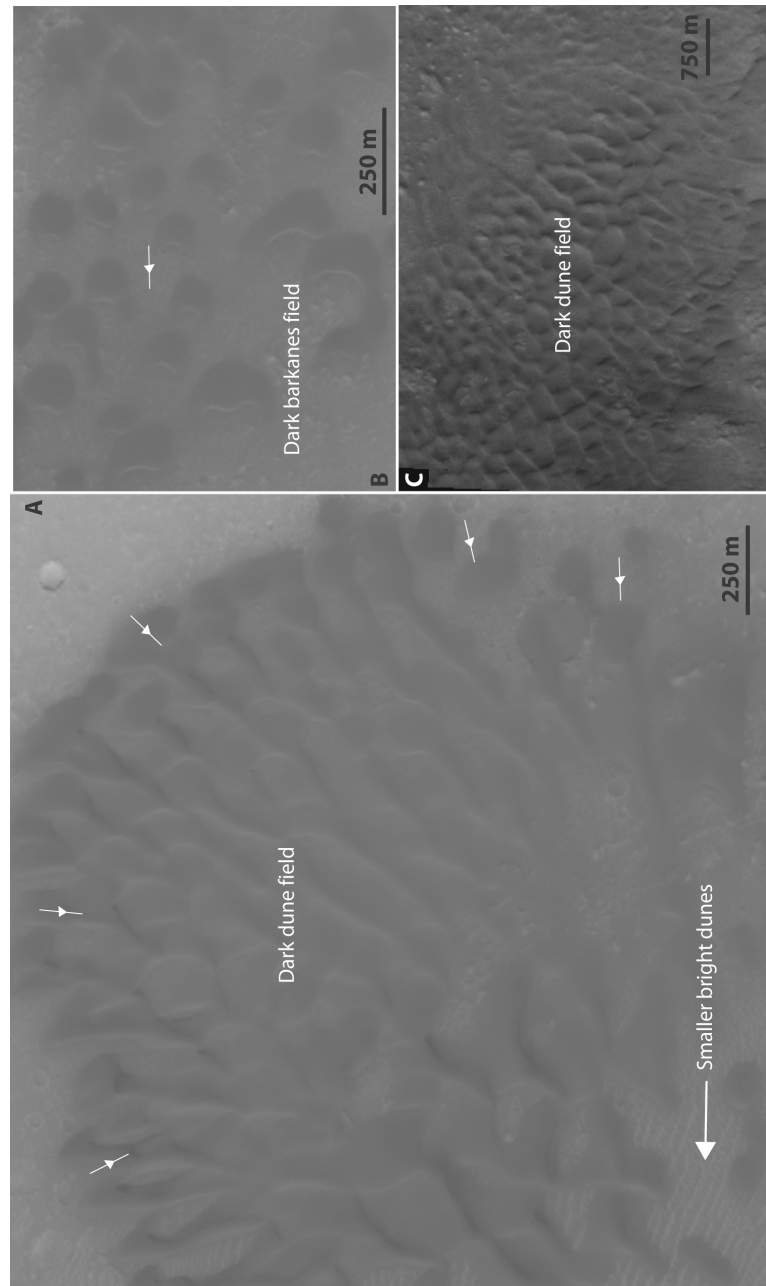


FIG. 8.4 – Example of dark dunes fields within craters. (A) and (B) are portions of MOC R0101549 centred  $169^{\circ}\text{E}/8.65^{\circ}\text{N}$  (illumination from left), and (C) is portion of THEMIS V10592013 centred  $159.40^{\circ}\text{E}/11.23^{\circ}\text{N}$  (illumination from left). (B) shows well defined dark barchans dunes typical of poor sand supply and rocky grounds. The slipping-faces are brighter and face the west, evidencing east originated formative winds. The slip faces are  $>10\text{m}$  and the backslopes reach  $100\text{m}$  in length. (A) and (C) show an accumulation of dark material evidencing winds from various directions in the crater.

implying for instance different wind velocities. Thus the difference in size between dark and bright dunes can only result from a difference in the grain size distribution. An additional evidence of the different physical properties of dark and bright grains is found from the observation of albedo patterns around obstacles as presented in the next section.

#### 8.2.1.2 The behavior of bright and dark particulate material around obstacles

Terrains surrounding impact craters are often correlated with albedo variations. Two situations are reported for the Cerberus area. In the first case (Fig. 8.5, upper left), some craters on a dark surface present a bright tail. The bright tail is systematically parallel to the north-east - south-west direction, and located south-west of the craters along the orientation of the prevailing winds. This bright tail has an elongated triangular shape fading away from the crater. In the second case (Figure 8.5, upper right), a dark tail extends from the crater center on a brighter surface. The tail can be often tracked back to a dark patch covering the crater floor. The shape of the dark deposit is from the previous case, an elongated shaped-flame, with some material of intermediate albedo extending to a larger area following a similar shape as the main dark deposit.

Greeley [1985] defined the relationships between the morphologies of crater tails morphologies and the erosion/deposition processes. Following this work, and considering that the dark and bright material present on Cerberus might be affected by eolian transport and sedimentation, 4 situations are potentially possible (Fig 8.5, bottom). The type I indicated the deposition of material in the shadow zone of the craters with the wind direction is indicated by an arrow. The Type II indicates the transport and deposition of material from a source inside of the crater and extending along the same wind direction. These two types produce different tails morphologies, with linear to elongated triangular streak for the type I and a flame like for the Type II. Considering alternatively the transport of bright and dark material, the combination with type I and II yields to the four possible configurations represented in the Figure 8.5. In summary,  $I\alpha$  corresponds to type I with the transport/sedimentation of dark material and  $I\beta$  to the type I with the transport/sedimentation of bright material.  $II\alpha$  corresponds to the type II with the transport/sedimentation of bright material and  $II\beta$  corresponds to the type II with the transport/sedimentation of dark material. Clearly, the two situations observed on Cerberus correspond to the case  $I\beta$  and  $II\beta$  leading to an important conclusion. The deposition of material in the shadow zone of a crater is only observed for the bright material ( $I\beta$ ). The transport of material from a source inside the crater is only observed for the dark material ( $II\beta$ ). This demonstrates the the dark material can be at least transported over distance the order of magnitude of the length of the dark tails, which is about a few hundreds of kilometers. The bright material can be potentially transported all over the area. This suggests again that bright and dark material have a different physical characteristics.

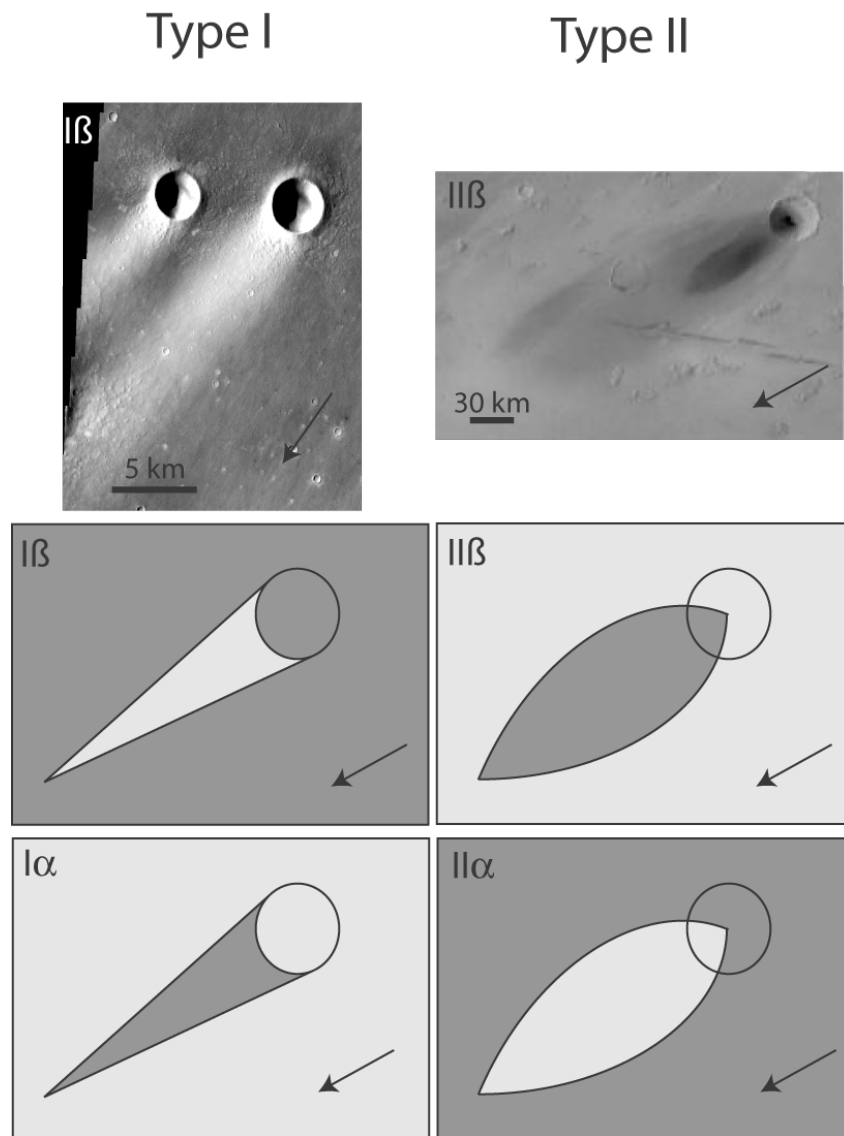


FIG. 8.5 – Type of wind-transported materials interactions with craters topography that are observed on Cerberus. The Type I defines a depositional process of the material in the shadow zone behind the crater (wind direction is given by arrows) when the crater is not the source of the material. The Type II defines a depositional process of the material from the inner part of the crater under the wind of the crater. The sketches (I $\alpha$ ) and (II $\beta$ ) illustrates the cases of dark material transported on a brighter ground, and the sketches (I $\beta$ ) and (II $\alpha$ ) the cases of bright material transported on a darker ground. The shape of the deposited material in the Type I is angular, and it has the shape of a flame in the Type II. In both cases, the concentration of material deposited decrease with the distance to the crater. On Cerberus, the Type I is observed with bright material being transported (case I $\beta$ ) as shown by the portion of THEMIS V18916012 centred 157.99°E/13.92°N (illumination from left), and the Type II is observed with dark material being transported (case II $\beta$ ) as shown by the portion of MOC quadrangle mc15).

## 8.2.2 The distribution of dark material exposures

High resolution visible data (THEMIS-VIS, MOC/MGS and HRSC/Mars Express) have been used in order to investigate the origin of the dark material outcrops at Cerberus. A classification of these outcrops is presented. A synthesis and location of these different outcrops is finally presented on a map.

### 8.2.2.1 Classification of dark material exposures

In addition to the the morphometric study of the dunes, we propose a classification into 6 different types which are illustrated by examples in Figure 8.6. The interpretative scheme of these paradigms are given in Figure 8.8. Each of the 6 different types are relative to a deposition or an erosional process. The first group concerns depositional types, while the potential sources of autochthonous dark material, as ubiquitous layers, are considered later in the second group. For the exposures of dark material which belong to the depositional group, the classification is based on its stratigraphic relationships with the bright one. The first group is divided into three types (A), (B), (C) for which a thin blanket of bright material systematically covers the dark one. A locally thinner or lacking bright blanket yields to the exposure of some dark underlying material. Evidences of a continuous dark surfaces (few tens of square km) covered locally with bright tails in the shadow zone of obstacles are grouped in (A). Craters classified along the tail morphology as  $I\beta$  correspond to this situation. These morphologies are symbolized by a triangle. Continuous dark surfaces revealed by dust devils tracks are represented by a curve and named as the group B. The last group, C, corresponds to cases when dark material is transported over short distance from a darker zone, likely corresponding to a higher concentration of dark material. The craters classified as  $II\beta$  belong to this group. These surfaces are represented by the symbol  $\nabla$  tilted at  $45^\circ$ . These exposures could be considered as potential sources but there is no evidence that this material is autochthonous (absence of layers), and this kind of outcrop should be clearly distinguished from the next three types (D), (E), (F) which refer to outcrop with evidences of dark material sources. Eroded terrains and layers forming terraces with associated dark debris apron and patches are grouped in (D) and symbolized by two steps. Occurrences of dark layers observed at fracture walls are grouped in (E) and represented by parallel lines. Occurrences of dark layers which can be partially or totally tracked around knobs or any other kind of relief are grouped in (F). Most of the craters lying in the area present dark surfaces in their cavities. For the sake of clarity, only the craters showing dune fields have been indicated. Those are the three craters  $c1$ ,  $c2$  and  $c3$ , represented on the map by a croissant.

Among the group (F), a crater next to northern Cerberus Fossae [Vaucher *et al.*, 2007] shows a remarkable exposure of dark material (Fig. 8.10). A dark layer can be followed along about one third of the rim perimeter around the inner wall at the north-east part

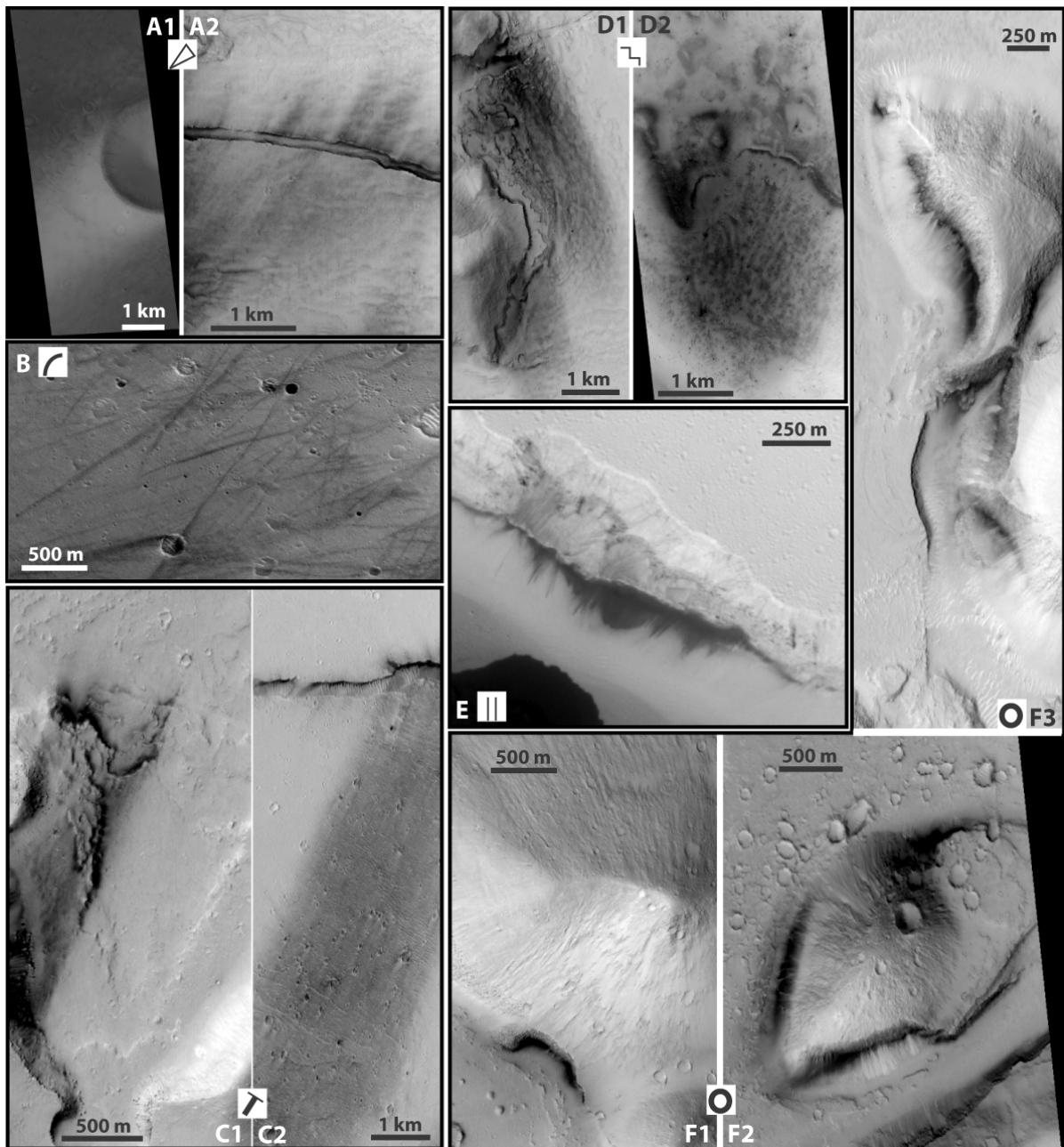


FIG. 8.6 – see Fig next page for caption

FIG. 8.7 – Paradigm of different types of dark material accumulations. The types (A), (B) and (C) refers to evidences of transported dark material and bright blanket coverage while the types (D), (E) and (F) refer to evidences of possible sources for the dark material. The type (A) represents the coverage of a dark ground by a more mobile and brighter material with (A1), a portion of MOC M1100650 centered at  $159.11^{\circ}\text{E}/15.68^{\circ}\text{N}$  (illumination from bottom left) showing an accumulation of bright material at the shadow zone behind a crater while the surrounding ground shows lower albedo values, and (A2), a portion of MOC M0901670 centered at  $163.46^{\circ}\text{E}/15.47^{\circ}\text{N}$  (illumination from bottom left) showing bright wind streaks covering a dark ground. The type (B) represents dust devil tracks, as shown by white arrows in portion of THEMIS V00918006 centered at  $163.61^{\circ}\text{E}/15.12^{\circ}\text{N}$  (illumination from left). The type (C) represents dark transported material from a close possible source with (C1), a portion of MOC M2101844 centered at  $165.23^{\circ}\text{E}/15.35^{\circ}\text{N}$  (illumination from top left) showing a linear extension of dark material under the wind of eroded layers, and (C2), a portion of MOC E0301169 centered at  $164.52^{\circ}\text{E}/15.76^{\circ}\text{N}$  (illumination from left) showing a linear extension of dark material under the wind of a fracture. The type (D) represents eroded layers associated with dark material with (D1), a portion of MOC R1600127 centered at  $163.52^{\circ}\text{E}/15.18^{\circ}\text{N}$  (illumination from top left) and (D2), a portion of MOC S0300585 centred at  $160.4^{\circ}\text{E}/16.04^{\circ}\text{N}$  (illumination from left). The type (E), a MOC M1300846 centered at  $162.18^{\circ}\text{E}/9.28^{\circ}\text{N}$  (illumination from bottom left) represents dark materials outcropping from fractures slopes. The type (F) represents the dark material outcrops and layers in the knobs with (F1), a MOC R0400506 centered at  $162.42^{\circ}\text{E}/16.13^{\circ}\text{N}$  (illumination from bottom left) showing an eroded cut in the southern part of a knob associated with dark material, and with (F2), a MOC 1103003 centred at  $165.55^{\circ}\text{E}/15.97^{\circ}\text{N}$  (illumination from bottom left) and (F3), MOC E0301169 centered at  $164.52^{\circ}\text{E}/15.76^{\circ}\text{N}$  (illumination from left) showing a dark layer almost all around the knobs, covered in some places by brighter fans.

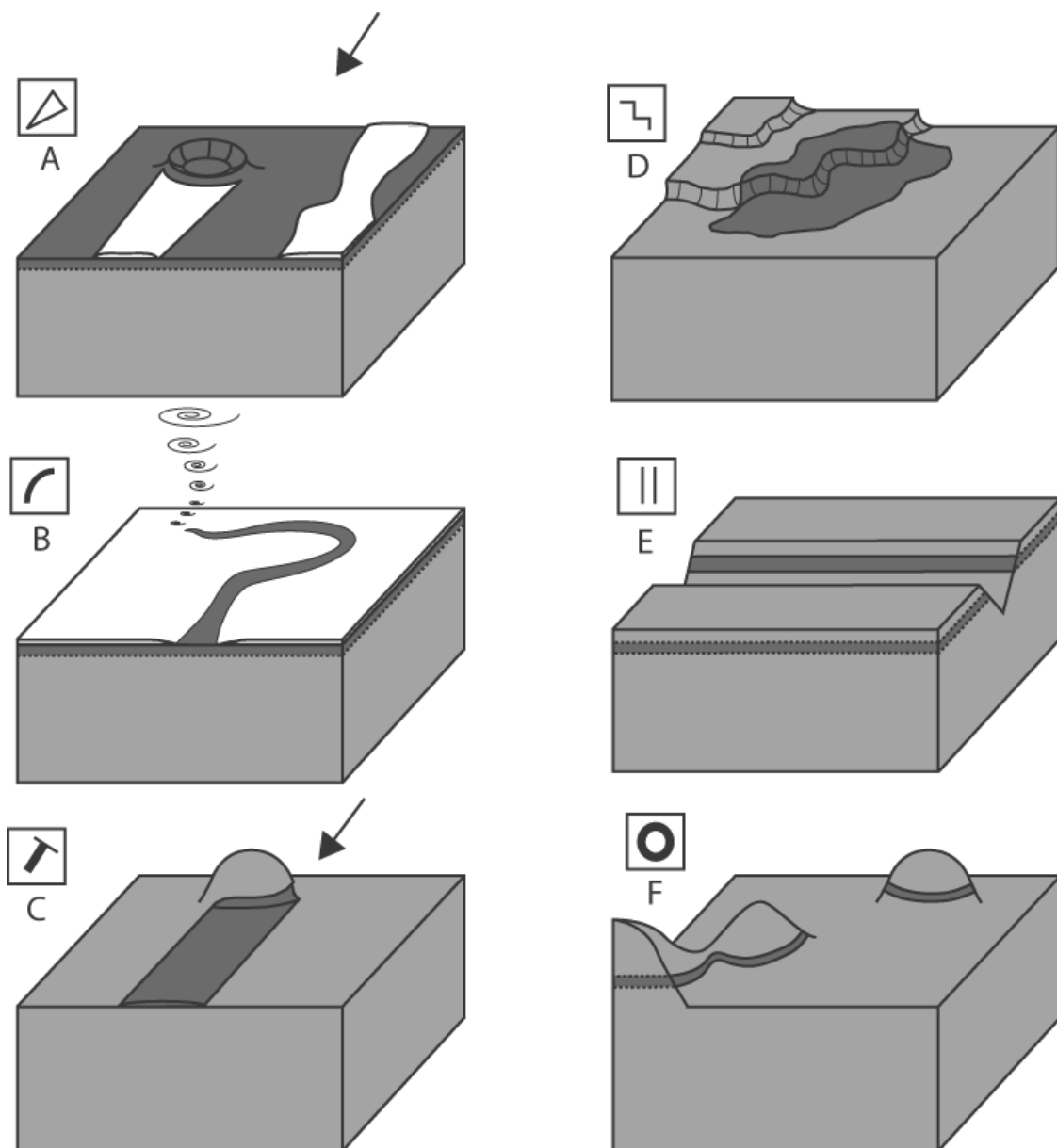


FIG. 8.8 – Interpretation sketches of the different types of dark material accumulation (cf. Figure 8.6). (A) is a bright dust mantling of a dark surface. (B) is a devil dust track removing the bright blanket and exposing darker material. (C) is a dark material transported by the wind near its potential source. (D) is a dark material accumulation on erosion terrace like area. (E) is dark material outcropping in the fossae. (F) is dark material outcrops evidencing layering in the knobs. The dotted lines in (A), (B), (E) and (F) represent uncertainties considering the thickness and the variations of the dark material accumulation.



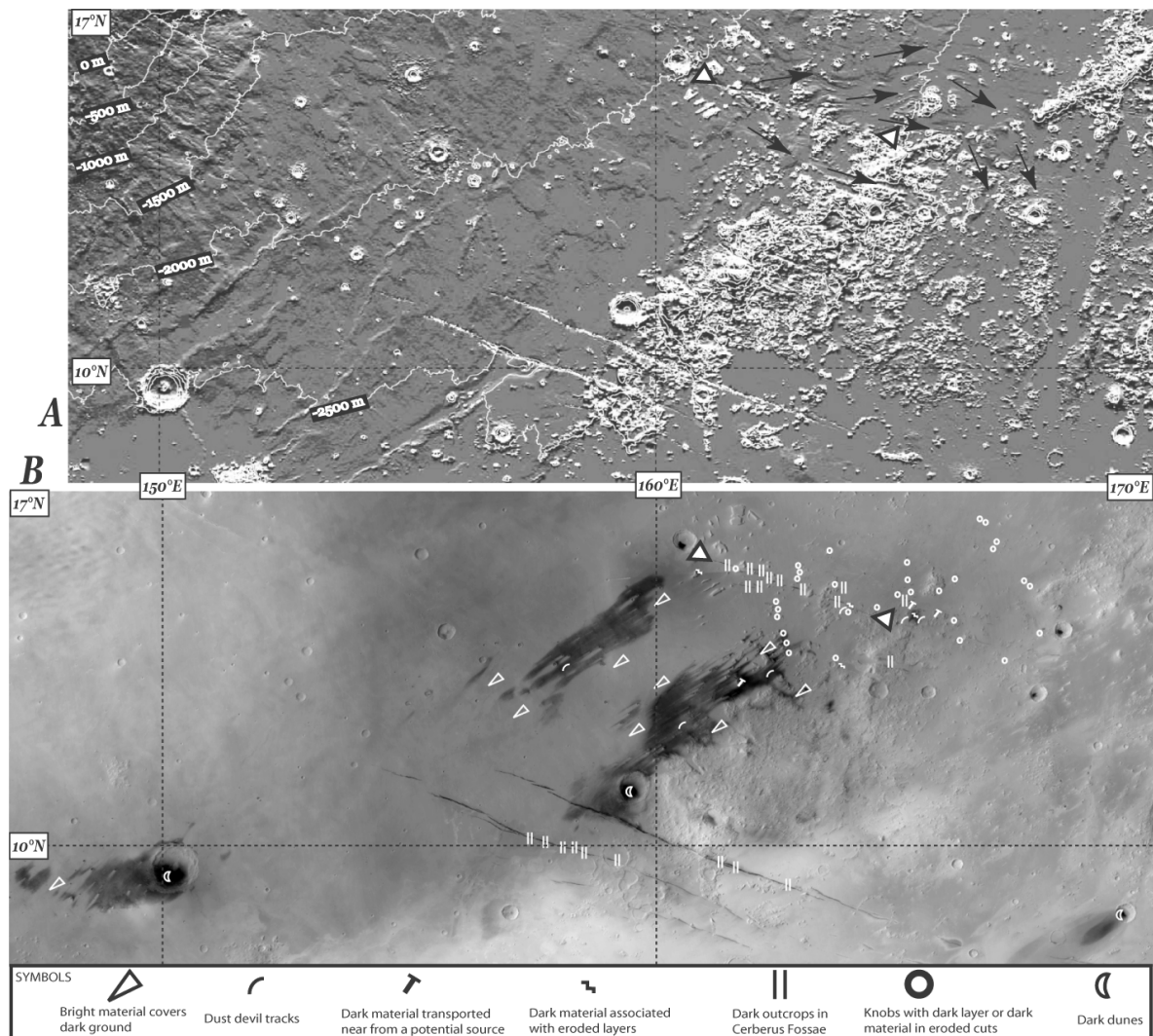


FIG. 8.9 – Synthesis Map of the different types of dark material accumulations. (A) is a shaded relief (illumination from the top) of the Cerberus plains centered on the region of interest. The Grjota' Vallis riverbeds made by the waters which flew from the northern Cerberus Fossae (between the black and white triangle and cf. *Vaucher et al.*, 2007) are highlighted by the black arrows. (B) is the distribution of the different type of dark material accumulations on a MOC quadrangle. Note that the knobs with eroded layers represented by a circle are concentrated around the northern Cerberus Fossae where the water flew, and probably eroded the surrounded elevations. Note the occurrence of the dark surface punctually covered by bright dust mainly southwest the northern Cerberus Fossae, under the actual wind regime of this area (blowing from NE to SW [*Baratoux et al.*, 2006]). These dark surfaces are restricted to 500 m wide altitude domain comprised between -2500 m and -2000 m around the southeastern part of Elysium rise.

of the rim. Dark layers exposed in crater walls are expected to produce debris aprons of dark material yielding to a lower albedo region extending and fading down the slope away from the layer. The layer itself, with the higher concentration of dark material is expected to show a lower albedo relatively to other parts of the debris apron. However, in our case, the lower albedo region fades in a symmetric manner, both up and down from the dark layer. We suspect that such a symmetrical pattern results from the inverted stratigraphy observed on the upper region of craters rims. A similar observation has been already reported from a thermal infrared experiment pattern around the Meteor crater. Indeed, in *Ramsey et al.* [2002], the layer of the Coconino sandstone in the Figure 5 displays a similar pattern. In the Figure 7 of that paper, it is possible to note that yellow patches, corresponding to a mixture of Coconino sandstone and Kaibab formation occurs both above and below the reddish layer corresponding to an exposure strongly dominated by the Coconino sandstone. The presence of this dark material in the wall of the crater reflects the presence of a dark layer likely found at a few tens of meter of depth.

### 8.2.2.2 Shape, distribution and orientation of dark material exposures inside crater cavities

The distribution of dark material within crater floors are generally not centered with the lowest part of the crater. The offset of this deposit with respect to the cavity center is variable and we report here on its characteristics. All craters associated with dark floor deposits were identified from all the available images over a region extending from 5°N to 20°N and from 140°E to 170°E. Each crater is considered as a circle, and the azimuthal angle of the dark patch is defined from the center of this circle. The orientation of the dark patch was defined in three different manners : (1) azimuthal angle of the area displaying the lower albedo (possible highest concentration of dark material), (2) azimuthal angle of the most distal region of the dark patch, (3) average azimuthal angle of the two lines encompassing the dark patch. These different definitions yield to very similar results and the results associated to the definition (1) are presented (Figure 8.12). It is found that the dark material inside simple craters with diameter lesser than 7 to 8 km systematically accumulated on the northeastern part of their inner cavity. Conversely, for large craters, which would be classified as complex craters the dark material covers the opposite part of their cavity on the southwest side.

This situation might correspond to a local decrease of the wind flow yielding to preferential or higher deposition rates. Few results of how the wind is affected by a crater cavity are available [*Greeley, 1985*], and thus no modelisations of how the winds streams are affected by the geometries of the simple and complex craters could be used to answer that question. The presence of the central peak may play a role in the change of the deposit location as it is associated with the transition from simple to complex crater. Ho-

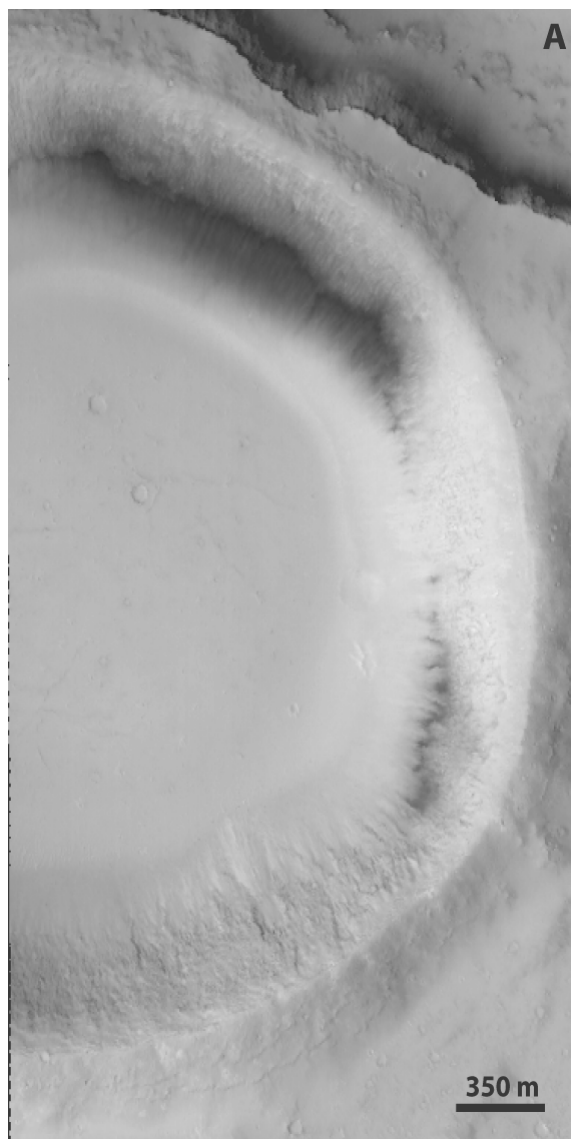


FIG. 8.10 – Evidence of a dark material layer as a part of a crater rim structure. (A) is a portion of MOC M0402835 centred  $162.02^{\circ}\text{E}/14.95^{\circ}\text{N}$  (illumination from left) on which a layer of dark material can be followed on the inner slope of a crater rim. Bright material fans cover the dark layer in some places but the dark strata appears at the same height around the crater.

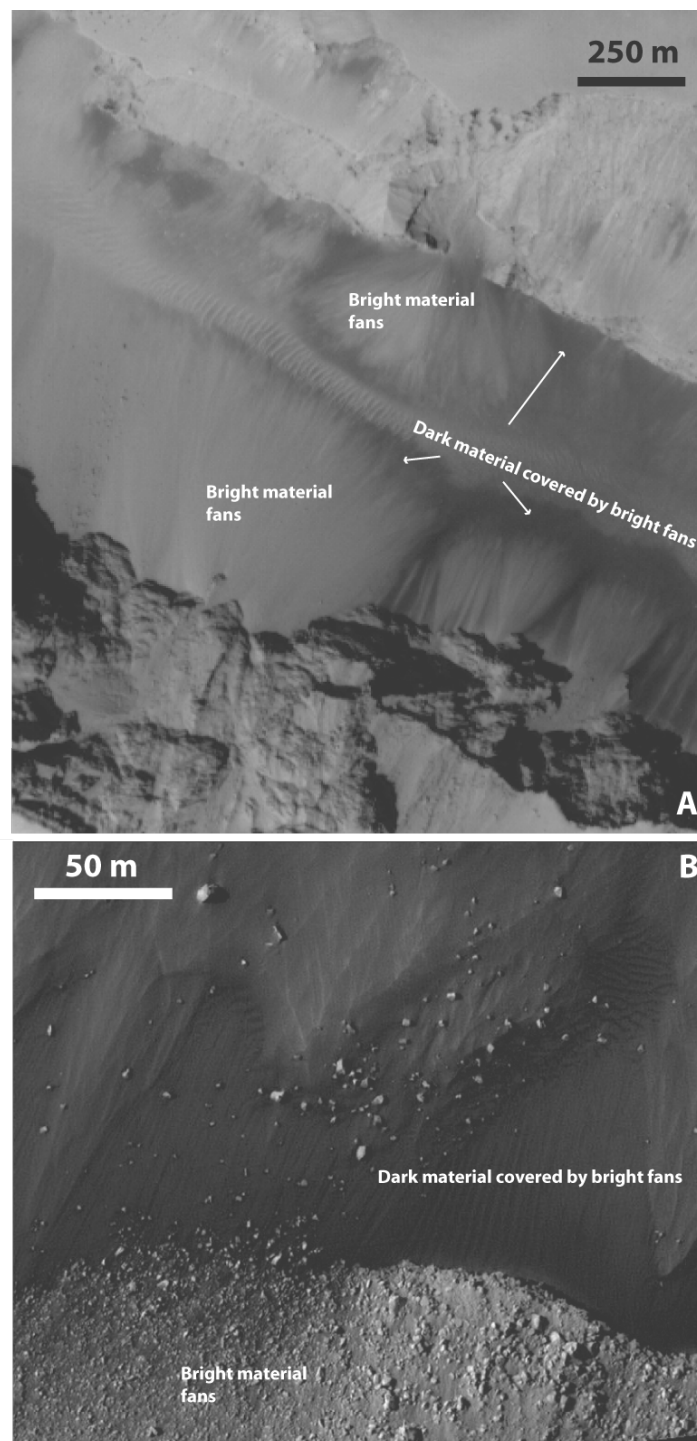


FIG. 8.11 – Study of the dark material on the Cerberus fossae slopes. (A) is a portion of MOC R1500609 centered  $160.61^{\circ}\text{E}/9.85^{\circ}\text{N}$  (illumination from bottom) showing bright material fans covering dark material. (B) is a portion of HiRISE *PSP* – 001408 – 1900 centred  $158.01^{\circ}\text{E}/10.02^{\circ}\text{N}$  (illumination from left) showing a close view of the contact between a bright fan and the darker material. In that case, the bright material appears to be composed by metric to sub-metric rocks, and the dark material composed by smoother grains.

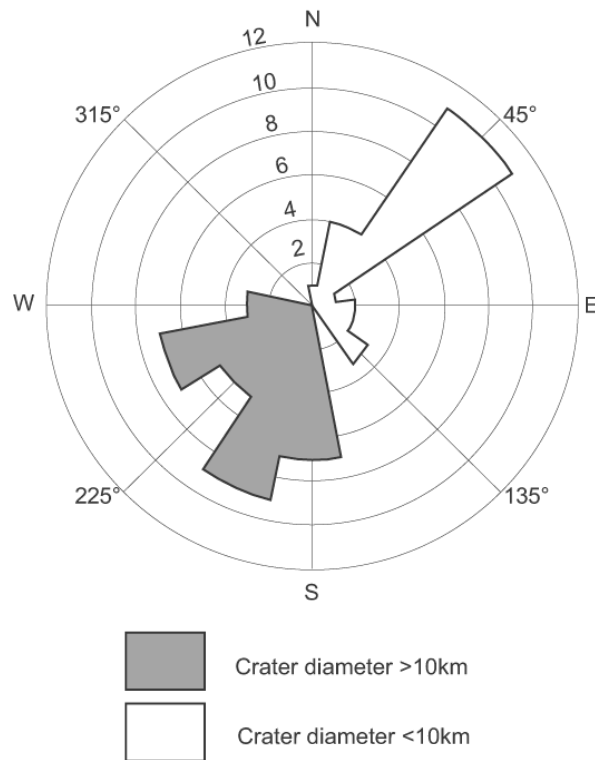


FIG. 8.12 – Orientation of the dark patches found in the cavities of Cerberus craters. In the craters with a diameter less than 10 km the dark features are found on the northeast part of the crater floor while in the craters with diameter larger than 10 km, the dark deposit is found on the southwest part of the crater floor. This crater size dependent pattern suggests that the redistribution of mobile material is controlled by the wind flow associated to the topography of the crater. Unfortunately, the source of the dark material can not be attributed either to dark material originally in the crater or outside the crater from this observation.

wever, the dark area is located in the same angle with or without central peak in the case of large craters, ruling out this hypothesis. The full understanding of the dark pattern within crater cavities would require further investigation and modeling of the wind flow at the local scale with craters, [which is beyond the scope of this paper / CONSEILS FRANCOIS FORGET]. Over the study area, four craters show evidences of dark material transportation from the inner cavity to the outside. These are the three craters *c1*, *c2*, *c3* and a fourth one centered 3.1°N and 161.8°E. Three of these craters show dark dune fields. If dune fields form only when a sufficient amount of sand is available, the association of dark crater tails and dark field dunes suggests that a significant quantity of dark material is also needed to be transported outside the craters. When the wind is able to work out a sufficient quantity of material within the crater to form dunes, it is also probably able to transport it out of the craters. The presence of similar dark material deposits in a large number of craters on various terrains suggest to find a unique process operating at the global scale to explain their occurrence. From an external source the dark material would have been transported by winds from a common source over large distance and preferentially deposited in crater cavities. A source of dark material inside the crater would imply the presence of the similar material over all the different terrains where such crater cavities are observed. The observations at Cerberus does not allow to decide if the source is within or outside the crater.

### 8.2.2.3 Synthesis : a map of dark material exposures

The Figure 8.9 synthesizes all the observations of the area, including the 6 types of dark material outcrop in addition to the dark dunes, which have been discussed in the first section and which are represented by a croissant. The large dark surfaces covered by a bright blanket, represented by the open white triangles, are restricted to the region southwest of the 'northern Cerberus Fossae' with elevation ranging from -2500 meters to -2000 meters. The topographic gradient corresponds to the southeastern part of the Elysium rise. The dark layers inside knobs (F) are only visible in the area around the northern Cerberus Fossae fracture, and in particular where the water flew. Many of these knobs show eroded basement and stand on a resurfaced plain. Dust devil tracks are found in the low area domain, next to the large darker surfaces but also northeast of the northern Cerberus Fossae fractures. All the areas with dark material associated with eroded layers or with dark material transported near from a potential zone but one are also located within the riverbeds of Grjota' Vallis. The thickness of the strata visible in the eroded knobs and the fracture outcrops could not be determined with accuracy but is estimated to be a maximum of 100 m.

The distribution and morphological characteristics of dark material exposure suggests that we are in presence of two materials with different origin. This will be investigated in

the next section focusing on the mineralogic composition and thermal properties of dark and bright material.

## 8.3 Thermal and spectral properties of dark material

The thermal and spectral properties have been studied with the objective to characterize the grain size and the mineral composition of the dark material. TES mineralogic maps and the deconvolution of OMEGA spectrum using the MGM method [*Sunshine et al.*, 1993] are used to search for mafic mineral and oxydes. The TES thermal inertia map, in addition to THEMIS-IR images, have been used along the previous work of *Pelkey* [2001], *Presley* [2006], and *Ferguson* [2006] to discuss the physical properties of material exposures in terms of grain size, degree of induration or abundance of rocks.

### 8.3.1 Thermal properties

As done at the global scale [*Mellon*,2000 ; *Putzig*,2005], a scatter plot of the TES thermal inertia versus the TES albedo has been achieved for the region between 0°N/140°E and 20°N/170°E (cf. Figure 8.13). Two distinct linear trends can be recognized on the scatter plot. A first domain, referred as (A), has rather high thermal inertia with reduced variations (from 330 to 300 J/m<sup>2</sup>Ks<sup>1/2</sup>, i.e. ≤10%) while the albedo increases from 0.1 to 0.24. The second domain, referred as (B), shows limited albedo variations from 0.24 to 0.31 while the thermal inertia greatly decreases from 300 to 10 J/m<sup>2</sup>Ks<sup>1/2</sup> with increasing albedo. The boundary between the two domains occurs for an albedo value of about 0.24. For each domain, a least squares linear fit is achieved. For the first domain, we obtain :

$$I = (386.3 \pm 5.7) - (494.7 \pm 25.4) * A \quad (8.1)$$

and for the second domain :

$$I = (1252.2 \pm 4.2) - (4064.6 \pm 15.9) * A \quad (8.2)$$

where  $I$  is the thermal inertia and  $A$  is the surface albedo. The decrease of thermal inertia with increasing albedo is thus about ten times faster in the second domain than in the first one. Then, the points are classified into different groups. For this purpose, the straight lines are divided into 20 segments such that the number of points projected along the straight line is the same inside each segment (500 hundred points per group and 3000 points per group for the first and second domain, respectively). A color is assigned to each group and the resulting map is presented in the Figure 8.13. From the knowledge that bright material corresponds to a more or less continuous dust cover with a possible

variable thickness, we interpret the two domains and the evolution of albedo/thermal properties of this region with an progressive increase of the amount of dust. The first domain could correspond to an exposure of terrain dominated by the dark material, composed of coarser grains, which are progressively coated and covered by thin patches of bright dust as the albedo increases. These patches of dust being not continuous and thin (few tens of micrometers at maximum), they are only able to modify substantially the albedo leaving the thermal inertia essentially controlled by the thermal properties of the dark material. The transition to the second domain would correspond to the situation for which the dust cover becomes continuous. As the dust thickness increases, its insulating property translates into a decrease of the effective thermal inertia value resulting in a diurnal thermal skin depth still encompassing the underlying darker material. In this case, the increasing dust layer thickness affects the thermal inertia while the change in albedo is limited. The lowest thermal inertia value corresponds to the situation for which the thermal skin depth is given by the thermal properties of the bright material. In our case, the skin depth of the bright material deduced from thermal conductivities values (see later) is less than 2 cm, within the range of the dust. Summarizing these ideas, we propose that the surfaces of the group A should be interpreted as a variable surface ratio of dust patches versus exposures of dark material. The surface of the group B should be interpreted as a variable thickness of a continuous dust layer.

*Presley and Christensen* [1997] studied the thermal conductivity of particulate materials and give the empirical relationship between the particule size and their thermal conductivity. The particule diameter ( $d$  in  $\mu\text{m}$ ) as a function of the thermal inertia ( $I$  in  $\text{J}/\text{m}^2\text{Ks}^{0.5}$ ) is thus written :

$$d = \left( \frac{I^2}{\rho \cdot C_o \cdot C \cdot P^{0.6}} \right)^{\frac{1}{-0.11 \cdot \log(P/K)}} \quad (8.3)$$

where  $\rho$  is the bulk density in  $\text{kg}/\text{m}^3$ ,  $C_o$  is the specific heat capacity in  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ,  $P$  is the atmospheric pressure in torr and  $C$  and  $K$  are constants equal to 0.0015 and  $8.1 \times 10^4$ , respectively. For silicate material, the value of  $C_o$  is equal to about  $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ , and the atmospheric pressure on the Cerberus low albedo area (between  $-2000 \text{ m}$  and  $-2500 \text{ m}$ ) is about 7 mbars (5.26 torr). We consider that the representative thermal inertia of the dark material is about  $300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$  and a representative value of the thermal inertia of the bright area is  $80 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ . The above equation can be used to infer the particle size if the density of the soil is known. However, it exists some degree of correlation between the size of the particles and their density when they are simply found at the surface (without any compaction) as mentioned in *Presley and Christensen* [1997]. The interpretation of thermal inertia values is never unique. We propose here the following approach, relying on a direct comparison with available laboratory measurements under Mars condition for particulate material. We do not claim neither that the particule size



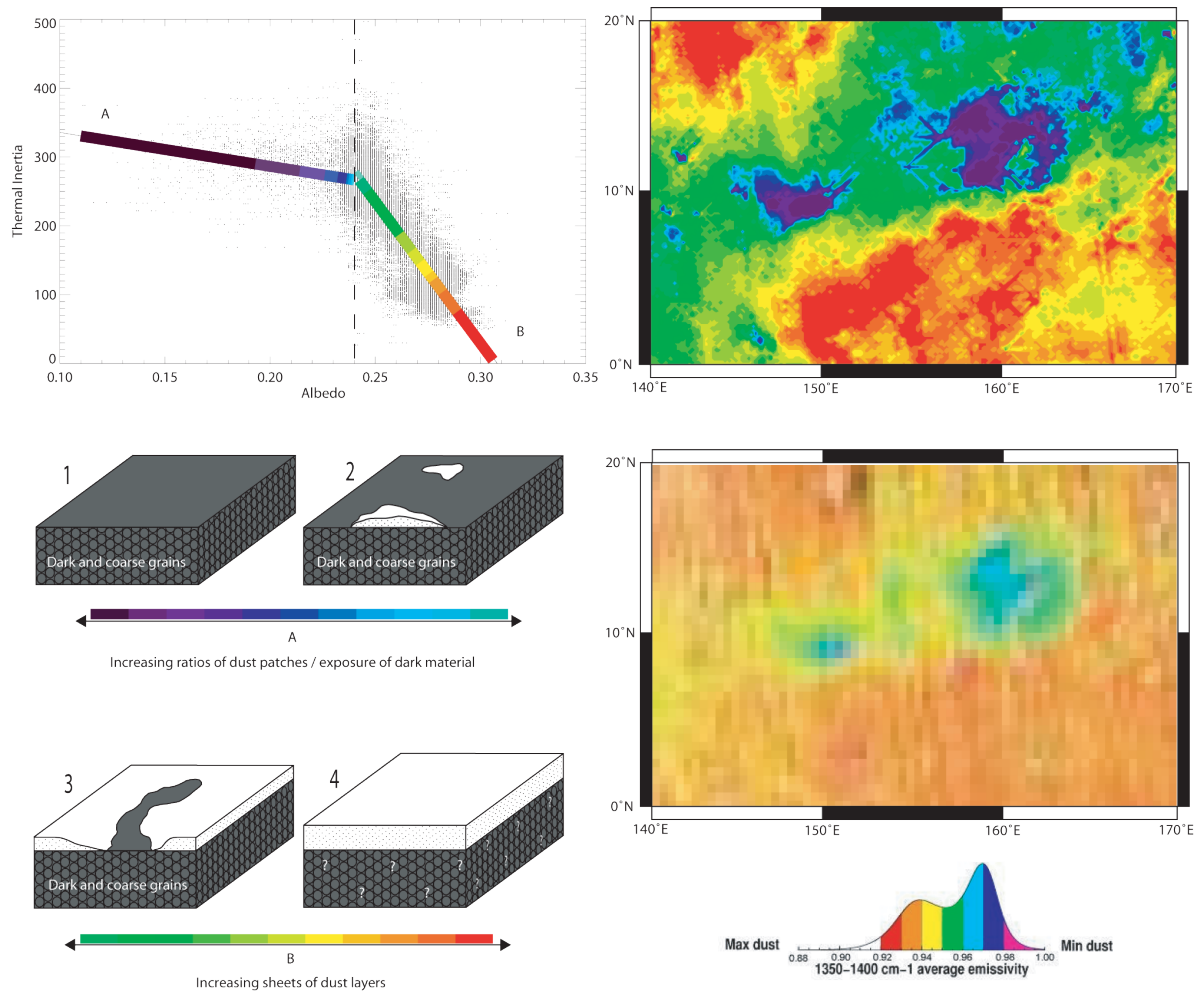


FIG. 8.13 – Scatter plot of the TES thermal inertia against the TES albedo values extracted on the Cerberus Plains (see the coordinates on the right map). The scatter plot has a boomerang shape and shows two main domains separated by the dashed line. The first domain (A), has low thermal inertia variations (from 330 to 300  $\text{Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$ ) with great albedo variations (from 0.1 to 0.24). The location of the domain (A) is represented by blue and purple colours on the map. It is likely composed by the surfaces represented by the sketches (1) and (2). These surfaces probably expose dark and coarse grains uncovered to partially covered by bright dust, likely to present greater variations in albedo than in thermal inertia. The second domain, represented by the letter (B), has low albedo variations (from 0.24 to 0.31) while the thermal inertia greatly varies (from 300 to 10  $\text{Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$ ). The location of the domain (B) is represented by green, yellow and red colours on the map. It is likely composed by the surfaces represented by the sketches (3) and (4). These surfaces probably expose dark and coarse material almost all covered by bright dust (3), and a thickening of the bright dust blanket (4). The domain (B) presents high albedo values, but a thin cover of dust still allows the higher thermal inertia values of the coarse and dark material to be tracked while a thickening of the dust blanket erase all thermal signals from a potential underlying coarser material. The dust cover index from TES agrees with that statement, evidencing that the area with dust are bright, and that the low albedo surfaces are dust free.

value and density derived are those really present. But we can be sure that such particle size and density value have the measured thermal inertia, which is better than assuming a density to derive the grain size from the empirical formula. Thus, we simply reported on a particle size - density graph (Figure 8.14) the values for the set of experiments from which the empirical expression in *Presley and Christensen* [1997] was derived. On this graph, we reported different curves from equation (3) corresponding to thermal inertia ranging from  $50 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$  and  $330 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ . It is then possible to determine from this graph a couple of values of density and grain size. Under Cerberus plains atmospheric conditions, material with a thermal inertia of  $300 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$  correspond to a particle diameter of  $250 \mu\text{m}$  and a density of  $\rho = 1900 \text{ kg/m}^3$ . Material with a thermal inertia of  $80 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$  corresponds to a particle diameter  $< 11 \mu\text{m}$  with a lighter density  $\rho < 700 \text{ kg/m}^3$ . Following the *Greeley* [2006] abbreviated wentworth grade scale for small clastic particle the dark material corresponds to medium and fine sand, and the bright material is made of clay and dust (Mars atmosphere  $\sim 3 \mu\text{m}$ ).

We made a quantification of the effect of an increasing dust thickness on the thermal inertia. In order to find the thermal skin depth of the two layers material ( $\delta$ ) as a function of the thickness of the dust layer ( $\delta_1$ ), we numerically solve the equation :

$$\delta = \sqrt{\frac{P}{\pi C(\delta_1 \rho_1 + (\delta - \delta_1) \rho_2)}} \times \frac{1}{(\delta_1 / K_1) + (\delta - \delta_1) / K_2} \quad (8.4)$$

Where P is equal to 86400,  $K_1$  is the thermal diffusivity of the dust and  $K_2$  is the thermal diffusivity of the material covered by the dust. For the values of K found via the thermal inertia on the Cerberus area, we find that the diurnal temperature variation would be affected by dust for dust thickness ranging 1 cm to 10 cm (Figure 8.15). If the dust coverage has a thickness below 1 cm, it does not affect the thermal inertia of the covered material, and if the dust coverage has a thickness larger than 10 cm, it controls totally the thermal inertia.

## 8.3.2 Spectral properties

### 8.3.2.1 Analysis of OMEGA spectra

The spectral properties of the low albedo areas on Mars are usually associated with mafic material exposures [*Jaumann et al.*, 2006, *Tirsch et al.*, 2007, *Schneider and Hamilton* 2006]. We focus here on the mineralogic composition and on the degree of mixing between the dark and bright material. For this purpose, 4 spectra were selected following the previous mapping of dark and bright surfaces. The spectra are sampled on : (1) the dark dune field in the crater c3, (2) the low albedo surface of Cerberus, the bright tail located at the shadow zone of a crater situated on the low albedo area, the bright surface out of the low albedo area of Cerberus. *Poulet et al.* [2007] via the OMEGA experiment

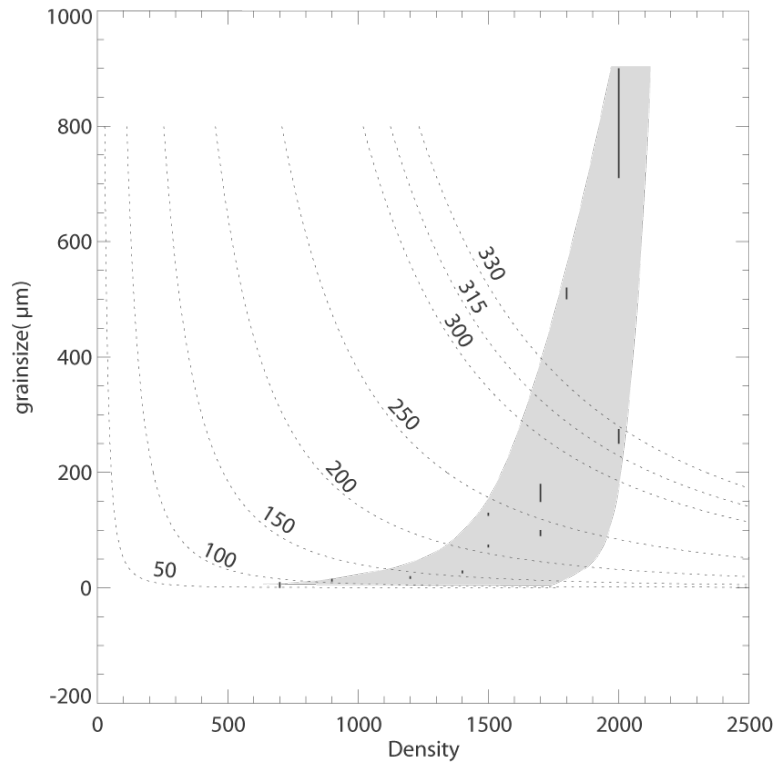


FIG. 8.14 – Constrains on the grainsize and the density from the thermal inertia values of the Cerberus plains. The equation of the grainsize ( $\mu\text{m}$ ) as function of the bulk density ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ) (*Presley and Christensen* [1997]) for material with a thermal inertia ranging from 50 to 330  $\text{Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$  (dotted curves) under the Cerberus atmospheric conditions is represented. The categories of grainsize expected for specific densities used by *Presley and Christensen* [1997] during their laboratory measurements are represented by vertical lines and the corresponding domain is represented in grey for clarity. The intersections between the trend of these categories with the dotted lines correspond to the values of density and grainsize corresponding to a given sample of the laboratory experiment. The low albedo material with a thermal inertia of  $330 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$  is thus expected to be characterized by grainsize larger than  $250\mu\text{m}$  and a density larger than  $1800 \text{ kg}/\text{m}^3$ . The bright material has a thermal inertia of  $80 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$  and is probably characterized by a density of  $800 \text{ kg}/\text{m}^3$  and a grainsize around  $8\mu\text{m}$ .

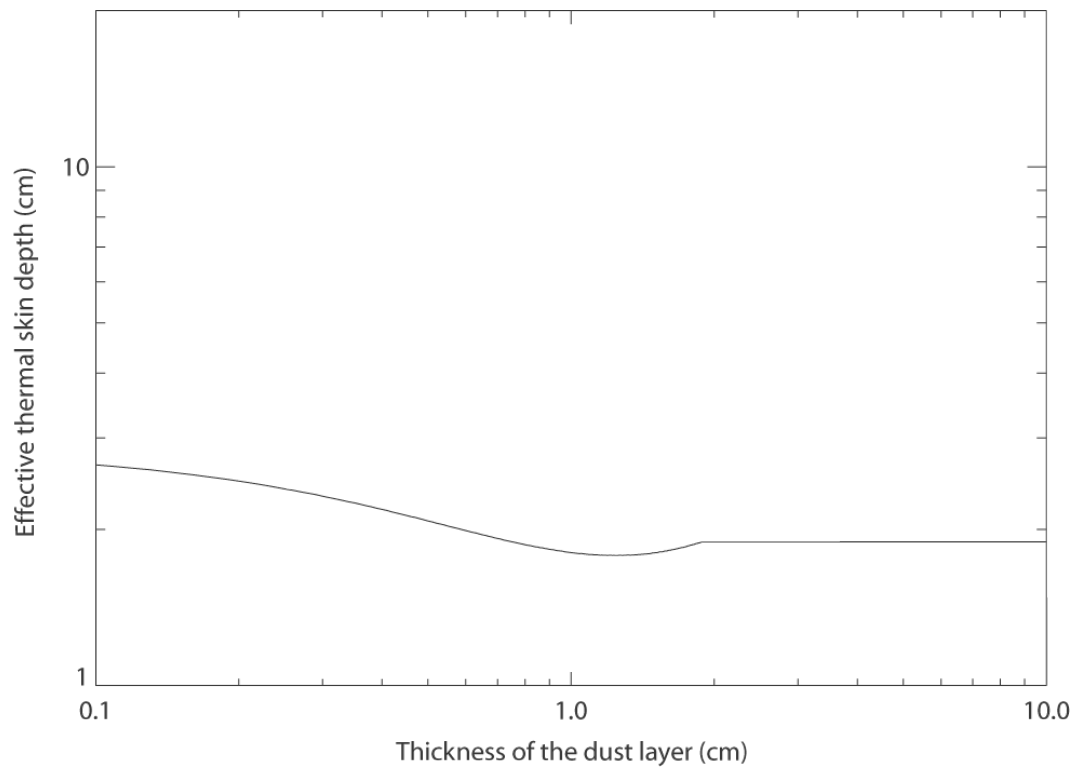


FIG. 8.15 – Expression of the thermal skin depth of a two layer material as a function of the thickness of the dust layer. With the thermal inertia found on the Cerberus area, the graph shows that the main variations of thermal skin depth will occur with a dust layer between 0.1 cm and 1.9 cm. If the dust layer is thicker than 1.9 cm, the thermal skin depth will be totally controlled by the dust cover. We note that the minimum of the thermal skin depth of this two layer material is less than the thermal skin depth of the dust itself. This results from the non-linear behavior of the effective thermal conductivity associated to a linear behavior of the effective density with the thickness of the dust layer.

	Detection Threshold	Dark dunes	Dark surfaces	Bright tail on dark surface	Bright surface
<b>Pyroxene</b>	0.01	0.0288	0.0178	-0.0135	-0.0172
<b>Olivine (Mg-rich)</b>	1.04	1.0359	0.9820	1.0059	1.0016
<b>Olivine (Fe-rich)</b>	1.02	1.0020	0.9750	0.9758	0.9978

TAB. 8.1 – Values of the formulations of the spectral parameters from *Poulet et al.* [2007] over 4 OMEGA average spectra taken on 10 square kilometer areas over the Cerberus plains : (1) On the dark dune field in the crater c3, (2) On the low albedo surface of Cerberus, (3) On the bright tail located at the shadow zone of a crater situated on the low albedo area, (4) On the bright surface out of the low albedo area of Cerberus. As discussed by *Poulet et al.* [2007] such values on the dark dunes are indicative of pyroxenes and probably olivine (Mg-rich) even if the detection threshold is not reached, the grainsize is inducing some uncertainties in the detection threshold. Pyroxenes are detected in dark surfaces too. The other values for the rest of the terrains are largely below the detection threshold. These values suggest that dark dunes are composed of pyroxenes and Mg-rich Olivine. The better detection over the dark dunes suggests a coarse size grain since minerals are more easiely detected for diameter on the order of or larger than 100  $\mu\text{m}$ .

developed spectral parameters in order to assess the detection or the absence of detection of minerals at the surface of Mars. The spectral parameters for olivine and pyroxenes are estimated for the four spectra and presented in Table 8.1. The dark dunes values are indicative of pyroxenes. Olivine (Mg-rich) is also probably present even if the detection threshold is not reached. Pyroxenes are detected in dark surfaces with slightly lower values. The two other spectra have spectral parameters lower than the detection thrershold. This analysis suggests that dunes are composed by the coarse-grained fraction of the dark material enhancing the detection of pyroxene and olivine from the infrared spectra.

These 4 spectra covering the visible and near-infrared range (0.4-2.6 micron) (cf. figure SPECTRES) are further analysed using the modified Gaussian model (MGM), considering both the 1 and 2 micron absorption bands. Depending on the encountered mineralogical complexity, an increasing number of gaussian bands has been considered, in order to address various mixtures of mafic minerals involving orthopyroxene, clinopyroxene and/or olivine [*Pinet et al.*, 2007]. An automatic method is implemented on the original MGM approach [*Sunshine et al.*, 1990 ; *Sunshine and Pieters*, 1993] to initialize the MGMs parameters and we test systematically several configurations depending on the number of minerals. Each spectrum is deconvolved several times with the MGM using different initial configurations differing in band numbers and positions in order to test different possible mixtures of mafic minerals. The model simultaneously fits both the overall shape of the continuum and the considered set of absorption bands, while minimizing the residual mean square (RMS) error.

Schematically, two types of spectral behaviors are found : the first one, associated with pronounced nanophase ferric oxides combined with moderate to weak orthopyroxene

absorptions and the second, associated with pronounced cpx-ol absorptions. In both cases, the spectral shapes are modulated by changes in the overall slope of the continuum which may range from positive to negative. From their albedo, spectral slope characteristics and MGM deconvolution outputs, the bright surface and bright tail on dark surface spectra belong to the first type while the dark surface and dark dunes spectra are in the second category, with similar characteristics to the low albedo spectra analyzed on Syrtis Major [Pinet *et al.*, 2007]. Indeed, the dark surface spectrum shows the ubiquitous presence of high-calcium pyroxenes while the MGM modelling identifies both olivine and high-calcium pyroxene absorptions for the dark dunes spectrum.

### 8.3.2.2 Comparison with chemical maps and TES observations

Linear deconvolution of TES spectras were recently released as global mineral maps [Hahn *et al.*, 2007, Karunatillake *et al.*, 2007, Newsom *et al.*, 2007]. The values of the low and high albedo surfaces have been listed in the Table 8.2. The major tendencies are a higher abundance of plagioclase (mean= $3.9\% \pm 4\%$  and max=20%) and high-calcium-pyroxene (mean= $2.5\% \pm 4\%$  and max=19%), in the dark area than in the bright ones.

Previous studies from the high-resolution TES on the dark surfaces [Rogers *et al.*, 2003a] of the northern hemisphere targeted the dune field in the crater  $c_2$  and the eastern boundary of low albedo area in Cerberus, among other martians areas [Rogers and Christensen, 2003b]. The deduced composition has high concentration of basalt (from  $\sim 30\%$  to  $\sim 100\%$ ) and three scenarios were proposed to suggest its origin, and among them, the local erosion of the knobs near Tartarus Montes.

## 8.4 Discussion

### 8.4.1 Interpretation : source and mobility of dark material

This section presents a review of the observations leading to the characterization of the source, nature, and mobility of the dark material. The dark material is found over a large area contouring the southern Elysium Mons flank. It is possible to distinguish the dark material occurrence resulting from transport than the ones associated with in place eroded dark layers. The geographical distribution is striking. Indeed, the exposures of dark material associated to dark layers are clustered within the river beds from the Grjota' vallis event. The prevailing winds on Cerberus are in line with orientation of the Cerberus dark region which is bounded at the North-East by the northern Cerberus Fossae. Numerous knobs showing eroded dark layers are found in the river of Grjota' vallis taking source in northern Cerberus Fossae. In addition, the exposures of transported material not in a direct association with an in place dark layer spread out southwestward of Grjota' vallis.

	Bright areas			Dark areas		
Major (%)	Max	Mean	Stddev	Max	Mean	Stddev
Th	0.69	0.53	0.09	0.43	0.40	0.01
Cl	0.75	0.63	0.04	0.62	0.50	0.04
FeO	24.82	23.41	0.98	23.41	22.69	0.37
H <sub>2</sub> O	6.97	5.59	0.53	5.20	4.83	0.19
K <sub>2</sub> O	0.74	0.61	0.04	0.60	0.56	0.02
K/Th	7218.39	404994.53	1061.52	6617.99	5837.88	315.65
SiO <sub>2</sub>	44.52	43.63	0.31	43.67	42.80	0.48
<b>Mineral (%)</b>						
Quartz	0.011	0.00004	0.0005	0.018	0.0013	0.003
K-Feldspar	0.075	0.028	0.011	0.055	0.015	0.015
Plagioclase	0.110	0.002	0.008	0.195	0.039	0.04
Amphibole	0.020	0.00003	0.0007	0.019	0.0002	0.001
Low-Calcium-Pyroxene	0.009	0.000008	0.00027	0.020	0.001	0.003
High-Calcium-Pyroxene	0.030	0.00017	0.0017	0.188	0.025	0.04
Olivine	0.001	0.000002	0.00006	0.044	0.003	0.007
Hematite	0.047	0.0003	0.002	0.074	0.006	0.01
High-Silicon-Glass	0.109	0.02	0.015	0.139	0.04	0.03
RMS	0.003	0.003	0.0006	0.002	0.002	0.0007
<b>Thermal Inertia (<math>J/m^2 K s^{0.5}</math>)</b>	303	119.25	32.63	386	279.15	40.99
<b>Albedo</b>	0.29	0.27	0.008	0.25	0.20	0.027
<b>Dust Index</b>	0.97	0.935	0.0057	0.97	0.959	0.010

TAB. 8.2 – Concentration in major elements and minerals within the low albedo surfaces and the bright areas of Cerberus plains. The noticable trends are abundant plagioclase and High-Calcium-Pyroxene content with a more important crystallinity in the dark areas suggesting a volcanic origin.

Other occurrences of dark layers can be also found almost everywhere in the fractures.

Then, it is possible to conclude on the grain size of the dark material from morphometric, thermal and distribution analysis of dark exposures. The higher heights of the dark dunes compare to the bright ones suggest that bright and dark material have a different grain size distribution. The TES thermal inertia confirmed that the dark material is coarser ( $\sim 250 \mu\text{m}$ ) than the bright one ( $\sim 11 \mu\text{m}$ ). *Presley and Craddock* [2006] conclude on the fact that the thermal inertia-derived particle size is closer to a maximum particle size, rather than an average or modal particle size. The presence of dark dunes field and the orientation of dark patches within craters shows that the dark material can be transported by wind, while the pattern of deposition is clearly controlled by the geometry of the crater. Differences in grain size are also confirmed by the streaks around impact craters constraining the distance of transport of the dark material. In summary, the coarser dark material has been transported within hundreds of kilometers from its source, while the bright material is probably transported and mixed all over the region. A detailed joint analysis of the albedo and thermal inertia values reveals that the dark surface extends probably on wider area than observed, and is covered by variable amount of dust. These differences in mobility imply a much regular and global transportation of the bright material by the winds than the dark material which would require strong storm winds to be mobilised. The reasons for such a difference in mobility between the dark and bright material can be either the difference in grainsize, in addition to different mass density or magnetic properties. For each of them, the wind required to mobilise the dark material would be greater than for the bright one. In the case of coarser dark grains, as suggested by the rover observations [*Greeley*, 2005], their greater mass would let them unmobilized while the bright dust would be transported. This hypothesis would not obviously require a chemical difference between the bright and dark material, since the photometry can explain the darker appearance of coarser grains. For almost the same grainsize but with higher density of dark grains due to differences in compositions, the dark grains would be less mobilized than the bright one. Identically, a higher magnetisation of the dark grains, composed by a higher content of magnetic minerals, would ease the formation of darker materials aggregates and inhibit their mobility compared to the bright material. The last two hypothesis requires material with different compositions and thus different origin. The occurrence of the dark surfaces in Cerberus plains, but also in many places of Mars, suggests that, if similar, their origin is related to a global event, or at least to a common process on Mars, like the volcanism.

Finally, it is possible also to conclude on the nature of the dark material from both TES and OMEGA data. [*Rogers and Christensen*, 2003] have performed an analysis of high-resolution TES observations of the northern hemisphere. From their analysis of the dark surfaces at Cerberus, they conclude about a dominant contribution of basalt in the spectral signature. In addition, the analysis of OMEGA data shows that the dark material



is composed of high-calcium-pyroxene, with a very similar spectral signature of the basalts found at Syrtis Major. Possible accumulation of olivine in the dunes are also consistent with the mineralogic evolution of transported basaltic sands [Baratoux *et. al*, 2007]. The spectral studies also confirm a different composition and origin of the dust and dark material.

#### 8.4.2 A volcanic layer eroded by Grjota' Vallis

Dark material accumulations are found in many Martian areas for instance, within the highlands craters or at the Syrtis major formation. From the orbit, the thermal, visible and spectral properties appear to be almost the same in all these places, with mafic material probably composed by coarse grains. Many hypotheses can be involved to explain the occurrence of this material in places that do not have the same geologic history : (1) the common dark material has been transported from a source different from the craters themselves since they excavated material of different composition. (2) the material excavated by the craters may have a similar composition despite impacting on different geologic units (3) a sorting process affecting material of different composition resulted in the concentration of a fraction of the same minerals inside the dark patches (high-calcium pyroxenes and olivine). We do not pretend to explain all the mafic features visible on Mars, but this investigation of the Cerberus low albedo origin may have implications for the understanding of other low albedo regions on Mars.

It is well accepted that the Martian wind mainly transport the dust on the planet surface. It is unlikely that even the global storms are transporting particules with a grainsize  $>100\mu\text{m}$ , and the redistribution of the dust is mainly responsible for the surface albedo changes. It has been proposed that the dark dunes within the craters are fossil, indured, or frozen [Fenton and Mellon, 2006b], and that the dark dune migration of the Rabe crater are not exceeding 1-2cm/Martian year [Fenton, 2006a]. The various wind directions evidenced by the dune fields morphologies in the crater floors of Cerberus evidence a favorable environment for the stability of the dune field. Moreover, no significant variations can be reported on the dunes field which is covered by THEMIS and MOC images separated by 30 months.

Based on this review of our observations, we propose the following story for the origin of dark material exposures at Cerberus. Basically our hypothesis involves a major volcanic event that generated a thick deposit of unsorted volcanic clasts over a zone probably larger than the study area. This deposit has been covered by successive events (e.g., eolian sedimentations, accumulations of impact ejecta, dust accumulation). We propose that the dark strata has been outcropped by the erosion of the knobs during the formation of Grjota' vallis in the area of northern Cerberus Fossae, about 500 millions years ago. Then, in order to explain to the extent of the dark area, we propose that the material

of the strata has been transported by the winds, distributed from the northern Cerberus Fossae area to the south west. By this transportation the material has been naturally sorted by the winds and a corresponding sand size fraction has been accumulated in craters where to form dunes.

The northern Cerberus Fossae released both water and lava hundreds millions years ago. The riverbeds visible from MOLA DEM [Burr *et al.*, 2002; Plescia, 2003; Vaucher *et al.*, 2007] have ramifications North and South as indicated by the black arrows (cf. Figure 8.9, upper part). These are considered as evidences of water erosion processes on both sides of the fracture. The Grjota' vallis represents a fluvial event erupted from linear fractures [Burr *et al.*, 2002; Plescia, 2003; Vaucher *et al.*, 2007], in association with lava flows, that happened between the rise of Elysium and the younger lava floods events of Cerberus plains (261 My), probably before 500 My [Vaucher *et al.*, 2007].

The occurrence of this type of mafic material which can be found everywhere else on Mars suggests the activity of explosive volcanism at Cerberus and elsewhere. This volcanism is always associated to fallen deposits as tephra or ashes. In the case of the Cerberus dark area, the activity of Elysium volcano or any other volcano could create few tens of meter thick blanket of unsorted fallen tephra of mafic composition.

## 8.5 Conclusion

We have shown the different in grain size, mobility and composition of the bright and dark material in the Cerberus area. The dark is likely to be basaltic in composition, with a coarse grain size. All the characteristics are consistent with volcanic clasts produced by explosive volcanism. From the characteristics and distribution of dark exposures, we suggest that the dark region of Cerberus results from the erosion of a strata of volcanic clasts during the formation of Grjota' vallis.

This dark material has been then transported by winds, in consistency with the prevailing wind orientation at the present time. This resulted in the formation of sand dunes within crater cavities, with the natural sorting of eolian fraction and possible accumulation of olivine. The variations of albedo can be explained by a variable dust cover of widespread dark material. The occurrence of dark layers in the fractures and on the knobs is the evidence that such ash deposits were not isolated and bring another similitude with the terrestrial volcanoes that are built by the accumulation of lava flows and ashes. This study aimed at providing an explanation valid only for the case of dark material at Cerberus. However, the widespread occurrences of similar exposure of dark material (e.g., wind streaks, dust devils, dark dunes) emphasizes the role of explosive volcanism in the interpretation of the albedo features.



**J'ai dit à mon assistant... que je pensais avoir découvert un satellite de Mars. Je lui ai recommandé de se taire car je ne souhaitais pas qu'on sache quoi que ce soit avant que la chose ne fasse aucun doute.**

**Asaph Hall**



## Rhéologie des coulées de laves de Cerberus

La cartographie des plaines de laves de Cerberus a permis d'identifier de nombreuses coulées de laves et de définir leurs contours. A la suite du chapitre précédent qui a décrit les dépôts éoliens en relation avec l'activité volcanique explosive probable de la région de Cerberus, nous allons nous attacher dans ce chapitre à décrire les phénomènes effusifs qui se présentent sous forme de coulées de laves et de volcans boucliers.

Les plaines de lave de Cerberus sont les surfaces les plus lisses de Mars à l'échelle kilométrique. Cette observation, en considérant que ces surfaces sont d'origine volcanique, laisse supposer que les coulées de laves de Cerberus sont parmi les plus fluides de la planète. En effet, les laves visqueuses ont généralement des morphologies plus accidentées et des reliefs prononcés conduisant à une rugosité de surface plus élevée à l'échelle kilométrique que les fluides moins visqueux. Sur Cerberus, des coulées massives sont visibles ainsi que les petits volcans boucliers et ces différentes morphologies laissent supposer qu'il coexiste des magmas aux rhéologies contrastées probablement associées à des compositions variables.

Il est possible de caractériser la rhéologie d'une coulée de lave à partir de ses paramètres géométriques. En effet, la construction d'une coulée de lave et ses dimensions vont dépendre des matériaux qui la composent, de leurs caractéristiques physiques et de leurs taux d'éruption. L'expérience terrestre a permis de développer et de valider ces techniques qui sont appliquées sur Mars et aux autres planètes, en particulier Io, la Lune, Venus et Mars. Ces méthodes ne sont cependant pas toujours adaptées aux conditions des autres planètes car elles ne permettent pas toutes de prendre en compte les modifications de gravité ou les conditions de refroidissement des coulées en présence d'une atmosphère ou non, et avec des températures de surface différentes. Ces estimations semblent pourtant donner des résultats similaires à ceux trouvés sur Terre, et au pire, si la valeur absolue obtenue présente un décalage, il reste que ces méthodes permettent de comparer relativement les coulées martiennes entre elles.

Bien que ces méthodes aient été appliquées sur les coulées de laves d'Asraeus Mons ou des petits volcans de Syria Planum, elle n'ont toujours pas été employées pour caractériser la rhéologie des laves de Cerberus. Le problème réside dans la difficulté à déterminer les contacts de coulées dans les plaines de Cerberus où les coulées s'entre-mêlent et s'écoulent sur des pentes extrêmement faibles. La cartographie réalisée au cours de cette thèse a permis de bien définir un certain nombre de coulées et de localiser des volcans boucliers avec des coulées de laves susceptibles d'être analysées géométriquement pour en déduire une rhéologie. Jusqu'à cette étude, les modèles d'écoulement de laves sur Cerberus supposaient une viscosité pour discuter des taux d'émission, sans déduire une viscosité directement des mesures de coulées de laves. Les viscosités supposées par ces modèles varient autour de  $10^3$  Pa.s de plus ou moins un ordre de grandeur.

Pour déterminer la rhéologie des coulées de laves de Cerberus, nous avons utilisé : (1) le nombre de Graetz qui permet de relier la géométrie d'une coulée à son taux d'éruption, (2) l'équation de Jeffrey qui relie le taux d'éruption à la viscosité et (3) le modèle de Bingham qui permet de déduire la contrainte seuil d'une coulée à partir de sa géométrie. En plus de ces trois méthodes largement utilisées sur Mars nous avons proposé d'utiliser le profil théorique d'un volcan bouclier obtenu à partir d'hypothèses sur le milieu poreux. L'écoulement du magma au travers de l'édifice volcanique est considéré essentiellement identique à celui de l'écoulement d'un aquifère non-confiné et axisymétrique. Nous supposons que la surface du volcan est à pression constante et que la pente du volcan est faible ce qui permet de justifier l'approximation de Dupuit.

Les résultats mettent en évidence deux types de rhéologies indépendantes des taux d'émission avec : (1) des coulées de laves massives dans les plaines qui présentent des viscosités de l'ordre de  $10^5$  Pa.s comme les laves trouvées sur Asraeus Mons, (2) des coulées chenalées dans les plaines et les coulées des petits édifices volcaniques qui présentent des viscosités systématiquement inférieures à  $10^3$  Pa.s. La seconde rhéologie est la plus fluide de Mars, et aucune autre coulée martienne n'a été répertoriée sur Mars avec des valeurs aussi faibles. Cependant, des analogues terrestres existent avec des viscosités équivalentes ou même plus faibles en la présence de komatiites ou de carbonatites. La modélisation de la forme idéale des volcans boucliers confirme en premier lieu la nature volcanique de cet objet. Les taux d'éruption et les viscosités dérivées par cette méthode tombent exactement dans les valeurs déduites par les autres méthodes. De plus ce modèle de forme de volcan idéal a permis de découvrir qu'au moins un volcan était enfoui sous les laves, et que sa base se trouvait 70 mètres sous la surface actuelle des plaines. Cette découverte est cohérente avec les profondeurs moyennes contraintes, dans le chapitre de cartographie, à partir des modèles de volumes de laves comblant la dépression topographique de Cerberus,

profondeurs qui sont estimées entre 50 et 100 mètres dans cette zone.

Pour discuter la présence de laves aussi fluides sur Mars il faut prendre en compte l'âge de cet événement qui implique une lithosphère épaisse, la situation étant même aggravée dans le cas de Cerberus par une croûte relativement fine. Cet environnement implique la fabrication de produits de fusion du manteau à partir de degrés de fusion relativement faibles en comparaison avec les autres volcans martiens plus anciens. Dans cette situation, la présence dans la région de Cerberus des laves les plus fluides de Mars peut s'expliquer par une combinaison de diverses contributions : (1) la présence d'éléments chimiques comme le phosphore dans les laves qui retarde la cristallisation, le manteau martien étant lui-même enrichi en phosphore par rapport au manteau terrestre, et (2) la présence d'eau dans le magma, et en particulier des radicaux libre -OH qui cassent les chaînes de polymers de la silice et diminue la viscosité. L'eau est omni-présente dans les plaines de Cerberus et se trouve associée à toutes les effusions volcaniques. Il est nécessaire de quantifier la proportion d'eau relâchée par les magmas lors de leurs ascension pour permettre de répondre à cette question. En effet, l'apport en vapeur d'eau par les magmas est loin d'être négligeable, et il se peut que la contribution du volcanisme récent à l'atmosphère actuelle soit aussi importante.

### **Propagation d'erreur sur les mesures géométriques dans le modèle de Bingham**

Dans le cadre de cette thèse, des mesures de paramètres géométriques sur les coulées de laves chenalisées de Cerberus ont été faites et un calcul de propagation d'erreur a été réalisé pour évaluer l'impact des erreurs possibles sur les différents paramètres géométriques dont les valeurs moyennes sont utilisées ici. On considère que l'erreur sur la pente, en degrés, est de l'ordre de  $10^{-4}$ , donc  $\delta\alpha = 10^{-4}$ . La valeur de la pente est transformée en radians pour que l'approximation de  $\sin\alpha = \alpha$  soit faisable.

### **Erreur sur la contrainte seuil ' $\sigma_s$ '    Contrainte seuil fonction de la hauteur des levées**

$$\sigma_{s1} = \rho g \alpha H_c = 14,85 \quad (9.1)$$

$$\delta\sigma_{s1} = \rho g H_c \delta\alpha + \rho g \alpha \delta H_c = \rho g (H_c \delta\alpha + \alpha \delta H_c) \quad (9.2)$$

$$\delta\sigma_{s1} = 2800 * 3,7 * \left(\frac{\pi}{180}\right) (1,91 * 6.10^{-4} + 0,043 * 1) = 7,98 \quad (9.3)$$

### **Contrainte seuil fonction de la largeur des levées**

$$\sigma_{s2} = 2\rho g \alpha^2 L_l = 14,85 \quad (9.4)$$

$$\delta\sigma_{s2} = 2\rho g L_l (2\alpha)\delta\alpha + 2\rho g \alpha^2 \delta L_l = 2\rho g \alpha (2L_l \delta\alpha + \alpha \delta L_l) \quad (9.5)$$

$$\begin{aligned} \delta\sigma_{s2} &= (2 * 2800 * 3,7 * 0,043 * (\frac{\pi}{180}))(2 * 1272 * 6.10^{-4} * (\frac{\pi}{180}) \\ &\quad + 0,043 * (\frac{\pi}{180}) * 500) = 6,24 \end{aligned} \quad (9.6)$$

**Erreur sur 'W'**

$$W = \frac{L}{2L_l} = 2,22 \quad (9.7)$$

$$\delta W = \frac{1}{2L_l} \delta L + \frac{L}{2L_l^2} \delta L_l \quad (9.8)$$

$$\delta W = \frac{1}{2 * 1272} * 1000 + \frac{5655}{2 * (1272^2)} * 500 = 1,26 \quad (9.9)$$

**Erreur sur 'F'**

$$\mathcal{F} = \frac{2}{15} W^{5/2} - \frac{1}{4} W^2 + \frac{1}{6} W - \frac{1}{20} \quad (9.10)$$

$$\delta\mathcal{F} = \frac{2}{15} * \frac{5}{2} W^{3/2} * \delta W + \frac{1}{4} * 2W * \delta W + \frac{1}{6} \delta W \quad (9.11)$$

$$\delta\mathcal{F} = \frac{1}{3} * (2,22)^{3/2} * 1,26 + \frac{1}{4} * 2 * 2,22 * 1,26 + \frac{1}{6} * 1,26 = 2,99 \quad (9.12)$$

**Erreur sur 'Fη'**

$$F\eta = \frac{\mathcal{F}}{(\rho g)^3 (\frac{\alpha}{\sigma_s})^4} \quad (9.13)$$

$$\delta(F\eta) = \frac{1}{(\rho g)^3 (\frac{\alpha}{\sigma_s})^4} \delta\mathcal{F} + \frac{4\mathcal{F}\sigma_s^4}{(\rho g)^3 \alpha^5} \delta\alpha + \frac{4\mathcal{F}\sigma_s^3}{(\rho g)^3 \alpha^4} \delta\sigma_s \quad (9.14)$$

$$\begin{aligned} \delta(F\eta) &= \frac{1 * 2,99}{(3,7 * 2800)^3 (\frac{0,043 * (\frac{\pi}{180})}{14,85})^4} + \frac{4 * 0,066 * 14,85^4 * 6.10^{-4} * (\frac{\pi}{180})}{(3,7 * 2800)^3 (\frac{\pi}{180})^5} \\ &\quad + \frac{4 * 0,066 * 14,85^3}{(3,7 * 2800)^3 (0,043 * (\frac{\pi}{180}))^4} \delta\sigma_s \end{aligned} \quad (9.15)$$

$$\delta(F\eta) = 41667,84 + 51,50 + 247,74(\delta\sigma_s) \quad (9.16)$$

**Pour**  $\sigma_{s1} = 7,98$

$$\delta(F\eta) = 41667,84 + 51,50 + 1977,01 = 43696,35 \quad (9.17)$$

**Pour**  $\sigma_{s2} = 6,24$

$$\delta(F\eta) = 41667,84 + 51,50 + 1545,89 = 43265,24 \quad (9.18)$$

**conclusion** On constate de grosses erreurs dues à l'accumulation des erreurs sur les paramètres liés ( $L_l, L$  et  $H_c$ ). Pour palier à cet effet, l'erreur sur  $F\eta$  à été considéré pour deux géométries extrêmes, négligeant ainsi l'erreur liée à la pente (51,50) :

-	Maximum	Minimum
$L$	3500	2400
$L_l$	800	300
$H_c$	2	1
$F\eta$	10267	9151

TAB. 9.1 – Ecart d'erreur sur la mesure géométrique

Au final l'erreur sur  $F\eta$  est de  $10^3$  et reste dans le même ordre de grandeur que sa valeur ( $F\eta = 10^4 \pm 10^3$ ).



## The morphology of volcanic landforms at Cerberus : the most recent and most fluid lava on Mars ?

<sup>1</sup>J. Vaucher, <sup>1</sup>D. Baratoux, <sup>1</sup>P. Pinet, <sup>1</sup>M. Toplis, <sup>2</sup>K. Kurita

*1 : Observatoire Midi-Pyrénées, Laboratoire Dynamique Terrestre et Planétaire, UMR 5562, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.*

*2 : Earthquake Research Institute, Tokyo, Japan.*

**Abstract :** The first objective of this paper is to discuss the rheological parameters of the Cerberus plains lava flows in comparison to the other lava flows investigated to date. Using Graetz number, Jeffrey's equation and Bingham model, recent studies obtained viscosity values between  $10^5$  Pa.s and  $10^6$  on Syria Planum and between  $10^4$  Pa.s and  $10^7$  on Ascræus Mons. We apply the same methods on the Cerberus plains. In addition we show that such viscosities are consistent with the shape of shield volcanoes. The Cerberus plains are characterized by the coexistence of two types of rheology independantly of the flow rate values : (1) the large lava flows in the plains with viscosity values ranging  $\sim 10^5$  Pa.s, in the range of other martian studies ; (2) the low shield volcanoes and the leveed lava channels with viscosity values below  $\sim 10^3$  Pa.s. These values are the lowest from our present knowledge of martian lavas. However, such low viscosities of volcanic flow are found on Earth in the case of Komatiites or Carbonatites. The thick lithosphere at the time of the Cerberus event implies low partial melting corresponding to a low Si content considering the primitive mantle composition of Dreybus and Wanke. This low Si concentration may contribute to the low viscosity of the liquid. In addition the occurrence of low viscosity lava flows might result from its chemical composition. First the abundance of phosphorus in the martian mantle, and thus in the melt, may limit the crystal growth. Second, the abundance of water in the magma with -OH radicals breaking the  $\text{SiO}_2$  polymer chains can lower the magma viscosity. The role and presence of water in the magma is suggested by the numerous water release event associated to the volcanic eruptions. Water released by this recent magmatism might represent a contribution to the current amount of water vapor in the martian atmosphere. This contribution could be evidenced by volcanic ashes from Cerberus in the polar caps.

**keywords :** Mars, lava flow ; rheology ; volcanism ; viscosity.

## 9.1 Introduction

The martian Cerberus plains have been suspected to be surfaces of recent and low viscosity lava flows for the last 20 years from the low surface roughness and the occurrence

of low shield volcanoes [Plescia, 1979, 1990, 2003; Berman et Hartmann, 2002; Burr, 2002; Keszthelyi et al., 2000, 2004; Sakimoto et al., 2001, 2003, 2004; Werner et al., 2003; Lanagan, 2004; Tanaka et al., 2005; Vaucher et al., 2005]. Recently, Vaucher et al., [2007] performed accurate mapping and dating of this area, referencing new shield volcanoes, large lava flow bounds and numerous evidences of a volcanic activity of Cerberus plains over the last 200 millions years. In order to derive lava flow rates on Cerberus plains, Sakimoto et al., [2004] assumed a viscosity ranging from  $10^2$  Pa.s to  $10^4$  Pa.s. In order to model the lava flood emplacement on Cerberus plains, Keszthelyi et al., [2000] considered different viscosity values of 10 Pa.s,  $10^2$  Pa.s, and  $10^3$  Pa.s, respectively corresponding to ultramafic, basaltic, and basaltic-andesite flows. Their model suggested a best viscosity range between  $10^2$  Pa.s, and  $10^3$  Pa.s to explain the visible platy-ridge formation. The Keszthelyi et al., [2004] model based on Icelandic Laki lava fields analysis suggested a best viscosity of  $10^3$  Pa.s, supposed constant and averaged over the entire flow, to emplace platy ridged flood lavas. Sakimoto et al., [2001] and Plescia [2003] suggested that shields formed as a result of eruption with lower effusion rates or due to eruption of lavas with higher viscosity values than those of large flows. These assumptions allow to discuss the flow rate, but no lava viscosity values have been derived from Cerberus plains observations until now to confirm them. Several approaches, including Bingham model, Graetz number and Jeffrey's equation have been used recently for the rheologic estimates of volcanic flows on Syria Planum and Ascraeus Mons [Baptista et al., 2007; Hiesinger et al., 2007]. The purpose of this paper is to apply these methods to the Cerberus lava flows and to compare the results to these other studies. It is clear that these simple analytical approaches may produce wrong absolute values of viscosity even if they are widely applied for volcanic flow on planetary surfaces. It remains that they are the only way to compare lava flows on Mars on different places. The Cerberus plains are already singular in terms of age, roughness and morphology, and these methods allow us to show that this region is also unique in terms of rheology. We then discuss about the possible conditions formative of the most fluid and most recent martian lava flows.

## 9.2 The rheology of volcanic flow from remote sensing data

### 9.2.1 The lava rheology from the geometry of the lava flows

One of the objectives of remote sensing observations of volcanic flows on planetary surfaces is the estimation of the physical parameters of related eruptions, including the effusion rates and the rheological properties of lava related to its composition. The most widely used methods for the determination of the lava rheology from their geometric

characteristics have been recently reviewed by *Hiesinger et al.* [2007]. These methods usually consider the emplacement of the lava flow as a Newtonian fluid, or alternatively as a Bingham fluid characterized by its internal yield strength. The effusion rate  $Q$  ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) can be estimated from the dimensionless Graetz number  $G_z$  :

$$Q = G_z \frac{\kappa L w}{h} \quad (9.19)$$

where  $L$  is the flow length (m) from the volcanic vent,  $w$  is the flow width (m),  $h$  the flow height (m) and  $\kappa$  is the thermal diffusivity which is usually considered roughly equal to  $3 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . It has been observed that terrestrial basaltic lava flows stop to flow when the Graetz number  $G_z$  reaches the value of about 300 [*Pinkerton and Sparks*, 1976]. The translation of the value to the martian environment is not available yet. Several factor may affect significantly the cooling conditions of lava flows compared to the Earth, as the presence of a dense atmosphere, the colder surface temperature and the details of the composition of the basaltic lava. This method should be thus applied, keeping in mind that alleffusion rates may present a systematic offset factor. The Jeffrey's equation [*Nichols*, 1939 ; *Gregg and Fink*, 1996 ; *Gregg and Zimbelman*, 2000] relates the viscosity of a flow  $\mu$  (Pa/s) to its effusion rate  $Q$  and its dimension  $L$ ,  $w$  and  $h$ , assuming the emplacement of a Newtonian isothermal fluid on a sloped surface of angle  $\alpha$  :

$$\mu = \frac{\rho g h^3 w \sin \alpha}{n Q} \quad (9.20)$$

where  $g = 3.73 \text{ m/s}^{-2}$  is the gravity at the surface of Mars,  $\alpha$  is the slope,  $n$  is a constant equal to 3 for broad flow and 4 for narrow flow, and  $\rho = 2800 \text{ kg/m}^3$  is the mass density of volcanic rocks on Mars (choosen equal to the average mass density of terrestrial basalts). The mass density of flowing volcanic material can be lower than the choosen value depending on the amount of volatiles dissolved in the magma.

The internal yield strength of the fluid  $\tau$  can be estimated assuming that it controls the thickness of the flow  $h$  and, the channel width  $w$  and the width of levees  $w_l$  [*Hulme*, 1974 ; *Moore*, 1978 ; *Wilson and Head*, 1983] :

$$\tau = \rho g h \sin \alpha \quad (9.21)$$

$$\tau = \rho g \frac{h^2}{w} \quad (9.22)$$

$$\tau = 2 \rho g \sin \alpha^2 w_l \quad (9.23)$$

An assesment of these approaches has shown that the channelled lava flows are better modeled by Newtonian rectangular flow than infinite sheet flow, Newtonian or Bingham [*Sakimoto and Gregg*, 2001]. In addition, *Lyman et al.*, [2005] showed that the lava flow

can be stopped by either the internal yield strength of the magma or by the strength of the growing crust. Finally the comparison of yield strength with magma viscosity should be done with caution as we can not be sure of the nature of the yield strength we are measuring.

### 9.2.2 The lava rheology from the geometry of shield volcanoes

In addition to these techniques, the shape of the shield volcanoes should be also related to the rheologic properties and effusion rate of the lava. To our knowledge, no attempt has been done to use this topographic information to constrain lava rheology on Mars, while shield volcanoes have been identified in several places.

In general, the shape of volcanic edifices is difficult to model, and it results from several complicated processes including the activity of parasitic centers, the occurrence of explosive eruptions, landslides and flank collapses. At the contrary, the simple axisymmetrical shape of shield volcanoes result from the construction of many small lava flows which flow through the porous solidified lava. As shown by *Turcotte and Schubert* [2002], the flow through the volcanic edifice is essentially the same as the flow of groundwater through an unconfined aquifer. Assuming the the surface of the volcano is a surface of constant hydraulic head, just as the phreatic surface in an unconfined aquifer is, the shape of the volcano  $h(r)$  satisfies the following differential equation [*Turcotte and Schubert*, 2002] :

$$\frac{\partial^2 f}{\partial \eta^2} + \left(\frac{df}{d\eta}\right)^2 + \frac{f}{\eta} \frac{df}{d\eta} + \frac{\eta}{2} \frac{df}{\partial \eta} \quad (9.24)$$

where  $f$  and  $\eta$  are similarity variables related to  $h$  and  $r$  following :

$$f = \left(\frac{k\rho g}{\mu Q_0}\right)^{1/2} h \quad (9.25)$$

$$\eta = \left(\frac{\mu^2}{k\rho g Q_0 t^2}\right)^{1/4} r \quad (9.26)$$

where  $k$ , the thermal conductivity of the lava,  $\rho$ , its mass density,  $g$ , the surface gravity on Mars,  $t$ , the time and  $Q_0$  is the effusion rate. A numerical solution of the equation (9.24) can be found in *Turcotte and Schubert* [2002]. The value of  $(Q\mu)$  can be constrained by fitting this numerical solution to the topographic profiles of martian shield volcanoes. The shapes of several terrestrial volcanoes are in reasonable agreement with the theoretical shape and this formulation should be also valid for Mars, as it accounts for the change in gravity.

## 9.3 Morphology of lava flow, geometric measurements and results

As mapped in *Vaucher et al.* [2007], the Cerberus plains exhibits several types of volcanic morphologies. These morphologies can be divided, for the purpose of the presentation of this study, following their size and are sketched on Figure 9.2. First, large of massive lava flow, leveed or unleveed are found commonly on the plains, and appear to be distributed uniformly on the Acy unit of the geologic map of Cerberus *Vaucher et al.* [2007] and on the unit mapped by *Tanaka et al.*, [2005]. Typically, the lava flows are at least one hundred kilometers long and few tens of kilometers large (Figure 9.3). Then, we consider the small lava flows emanating from the vents of shield volcanoes (Figure 9.4). The size of these volcanic flows are about few kilometers long and few hundred meters large, thus two orders of magnitude smaller than our first category. Levees are observed for some of these flows. Events of this size have not been found on the plains, but might difficult to recognize given the complicated morphologies resulting from intermingled flows.

### 9.3.1 Geometry, rheology and effusion rate of lava flow

#### 9.3.1.1 Lava flows on the plains

In this section, we discuss the rheology of the lava flows found over the plain, non emanating from the central vent of the shield volcanoes. All the topographic information comes from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) gridded data. Following our observations, we distinguish the large and unleveed lava flows from leveed ones.

**Large and unleveed lava flows** Two large lava flows identified in the Cerberus plains are localized in Figure 9.1 and their widths, lengths and heights measurements are represented on THEMIS-mosaic on the Figure 9.3. The errors of measurements for widths and lengths are estimated lesser than 1 km in all cases. The RMS of heights measurements in different points is about 5 meters. The flow rate estimates from (1) are given Table 9.2 ( $\epsilon 1$  and  $\zeta 1$ ) and range from 4000 to 10000 m<sup>3</sup>/s. Propagating the errors on the geometric measurements into the flow rate estimates leads to 20% of uncertainties. It is noted that this value is larger than the standard deviation of flow rate calculations from each lava flow section which means that the 20 % value is probably overestimated. In addition to this formal uncertainty calculation, it should be considered that the volcanic vents from which the massive lava flows emanated are unclear, and have been likely covered by younger flows. Then, the lengths measurements are minimum estimates. As a consequence, the effusion rates are also minimum estimates.

The viscosity is estimated using the Jeffrey's equation (2). For the case of large flows,

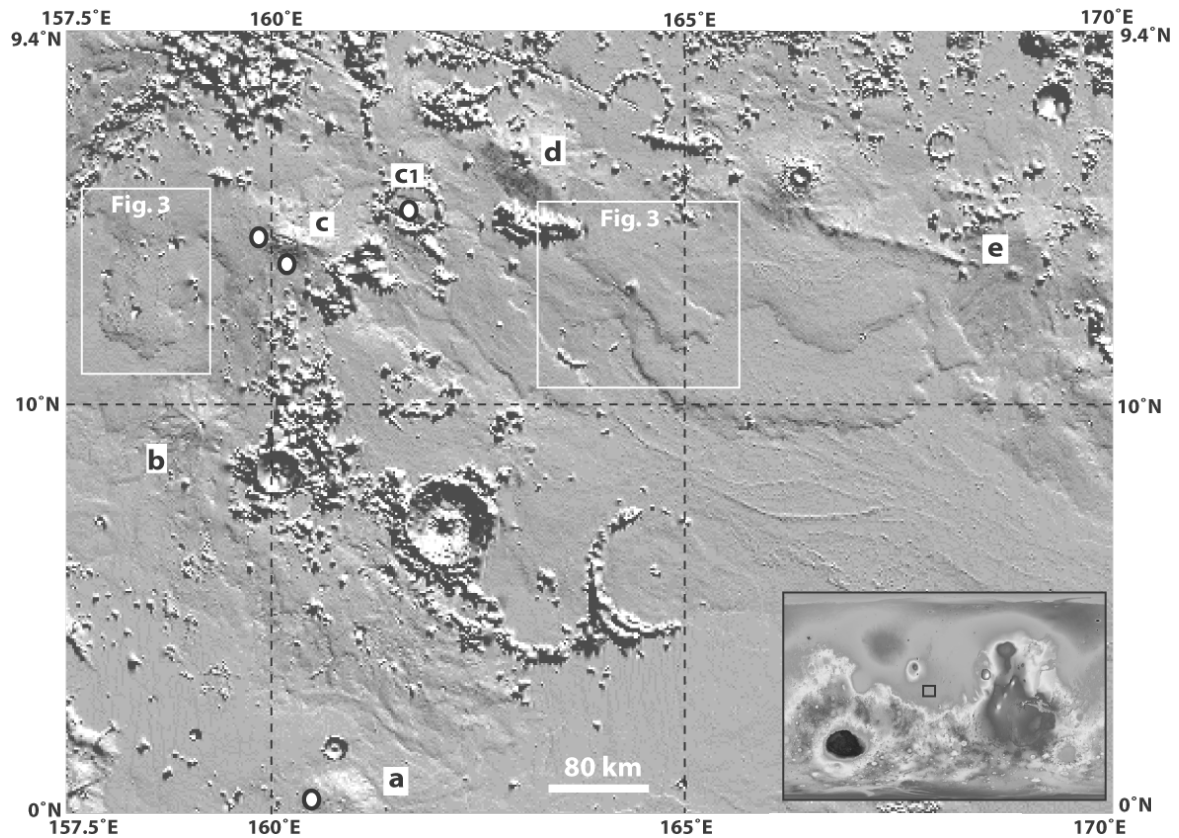


FIG. 9.1 – Shaded relief map of the Cerberus plains. The white squares correspond to the footprint of the THEMIS-mosaic in Figure 9.3 of the large lava flows. The letters *a*, *b*, *c*, *c1*, *d* and *e* denotes 6 shield volcanoes following *Plescia*[2003] and *Vaucher et. al* [2007] and the circles locates the individual lava flows used to infer the rheology of the volcanic material composition the shields (cf. Figure 9.4).

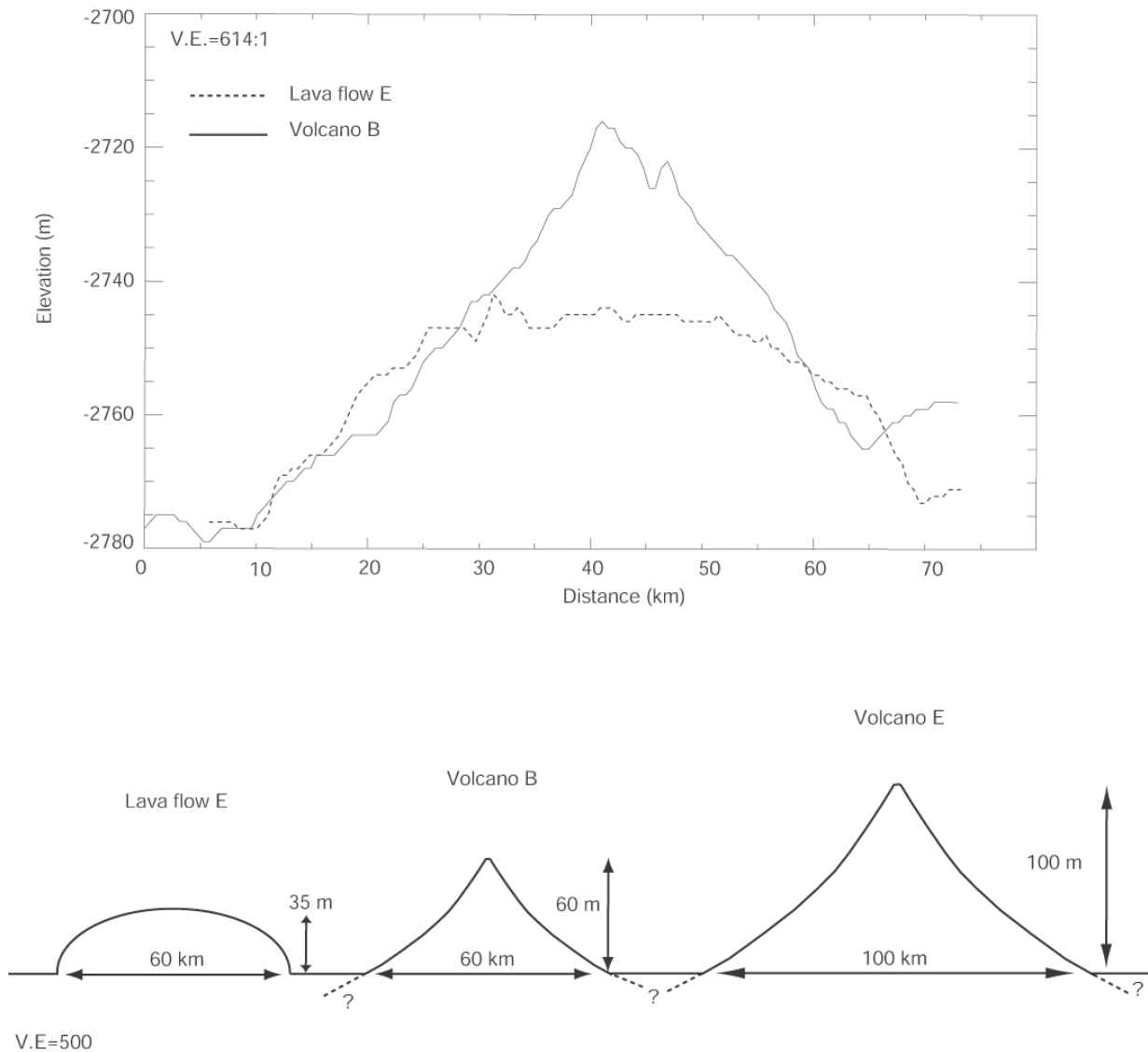


FIG. 9.2 – Illustration of the various volcanic landforms observed on the Cerberus plains. (a) Comparison of the topographic profiles of the shield volcano (B, see Figure 9.1 to the E-W topographic profile of the large lava flow (E). The topographic profile of the lava flow has been offset for comparison. For a similar horizontal dimension, the height of the shield corresponding to the accumulation of numerous eruptions of magmas, is about 60 meters, while the thickness of the lava flow, corresponding probably to one single eruption, is about 35 meters. The presence of these two contrasted morphologies suggest variations in both effusion rate and lava rheology.

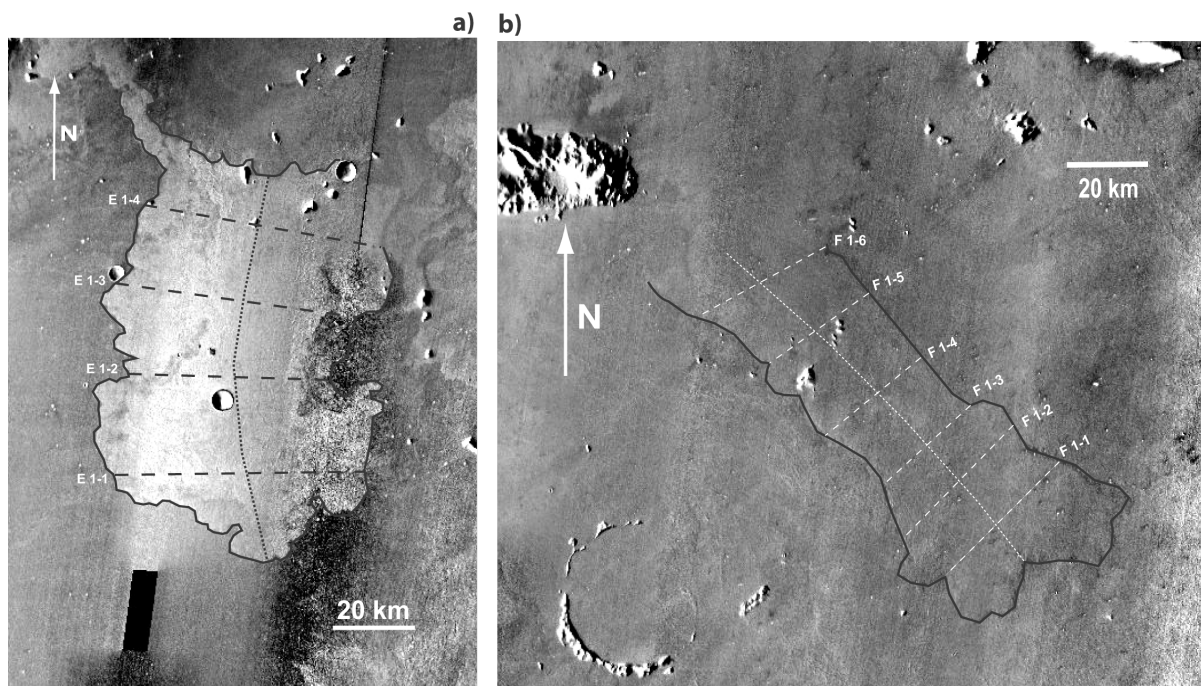


FIG. 9.3 – (a) THEMIS mosaic IR-Day of the large lava flows (E) on the Cerberus volcanic plains. (b) THEMIS mosaic IR-Day of a second large lava flow (F) on the Cerberus volcanic plains. The plain black line outlines the flow edge. Dashed and dotted lines denote the locations of our geometric measurements of widths and lengths, respectively.



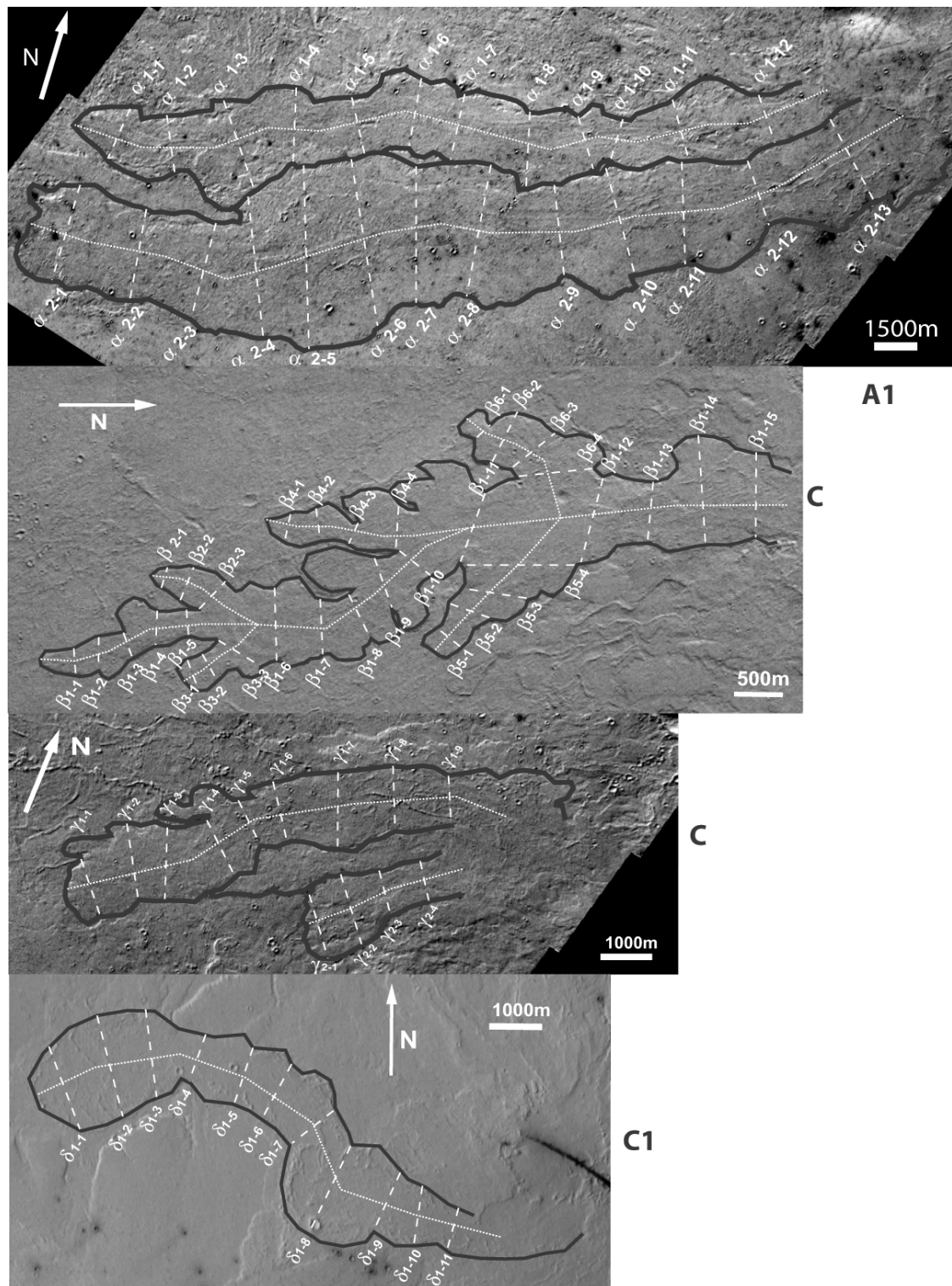


FIG. 9.4 – THEMIS-Vis images of four channellized lava flows identified on the shield volcanoes. Images numbers are V13300014, V10567030, V12414005, V13300013 from top to bottom and correspond to the shield volcanoes A1,C,C and C1, respectively. Image resolution is 18 meters / pixel and the illumination is from the north-west. Dashed and dotted lines denote the locations of our geometric measurements of widths and lengths, respectively.

the constant  $n$  was set equal to 3, corresponding to broad flows. Since this equation depends on the flow thickness raised to the power 3, the estimation of the viscosity is very sensitive to the accuracy of the flow height,  $h$ . In the case of the massive lava flows, the MOLA accuracy leads to a error of about 5 m for heights of about  $\sim 30$  meters along the flow path leading to uncertainties of about 60 - 70 %. This uncertainties means that an upper bound for the viscosity is about  $4 \times 10^5$  Pa.s. The viscosity values are reported in Table 9.2 ( $\epsilon_1$  and  $\zeta_1$ ). Since the effusion was likely underestimated, as stated above, and that this term is found at the denominator of the Jeffrey's equation, the viscosities could be lower than our estimate, but not larger.

The yield strengths are finally estimated from equations (3) and (4) for all the flows. Propagating the geometric errors, we found  $128 \pm 18$  Pa and  $266 \pm 81$  Pa from equation (3) and (4), respectively for the flow  $\epsilon_1$ . For the flow  $\epsilon_2$ , we found  $164 \pm 23$  Pa and  $469 \pm 144$  Pa from equation (3) and (4), respectively. The uncertainties associated to each method can not explain the discrepancy between the results obtained from the different Bingham equations. Thus, for the average values reported in Table 9.2, we consider large error bars including almost the full range of yield stresses obtained from the two different Bingham equations.

**Leveed lava flows** Two leveed lava flows have been found in the Cerberus unit. Figure 9.5 presents the lava flow located at Amazonis Planitia and two altimetric profiles showing the levees on both sides of the central channel. The Graetz (1) and the Jeffrey's (3) equations have been used to derived the effusion and viscosity reported in Table 9.2. The errors for width and lengths are 1 km. For Amazonis, the roughness of the flow led us to consider also a height uncertainty of 5 meters. However, the smoothness of the surface of the flow in the Cerberus unit led us to consider a better height uncertainty of 0.5 meter. These uncertainties propagate into a formal uncertainty of about 45 % on the effusion rate. For the viscosity, errors of 169 % and 120 % are obtained for Amazonis and Cerberus, respectively. This implies that the viscosity have a maximum value of  $3.2 \times 10^3$  Pa and 2 Pa for Amazonis and Cerberus, respectively. The very low viscosity obtained for the Cerberus flow is a direct consequence of its extremely low thickness. For the Cerberus flow, the yield strengths are derived from the average of estimations using equation (3), (4) and (5) propagating the errors as before. We find  $6 \pm 1.5$  Pa.s,  $7.3 \pm 5$  Pa.s and  $2 \pm 0.5$  Pa.s from equations (3), (4), (5), respectively. The errors are comparable to the RMS values obtained for the different measurements using each equation (1.5, 5, and 0.5 Pa.s, for the equations (3), (4), (5) respectively). For the Amazonis flow, we find  $37 \pm 15$  Pa.s,  $48 \pm 49$  Pa.s and  $19 \pm 4$  Pa.s from equations (3), (4), (5), respectively. The errors are also comparable to the RMS values (16, 48, and 10 Pa.s, for the equations (3), (4), (5) respectively). The fact that the differences between measurements made on different places along the flow are bounded within the formal geometric errors propagation suggests

a relatively stable yield strength along the flow, in the case of leveed lava flows. Average values of yield strength and errors are reported in Table 9.2. The final yield strength error  $\epsilon_\sigma$  comes from :

$$\epsilon_\sigma = \sqrt{\frac{1}{3} \sum_{i=1}^3 \epsilon_{\sigma,i}^2} \quad (9.27)$$

where  $\epsilon_{\sigma,i}$  refers to the errors associated to each of the Bingham equations (3),(4) and (5).

### 9.3.1.2 Small lava flows forming the shield volcanoes

11 small lava flows located on the slopes of the low shield volcanoes have been identified (cf. ??). As above, the measurements are presented in Figure 9.4. Graetz number and Jeffrey's equations are used as before to constrain the effusion rates and the viscosities. The results are presented in Table 9.2. Considering errors of 20 meters for the widths, 20 meters for the lengths, and 1 meter for the heights, the errors on the flow rate about 50 % and the error on the viscosities are about 200 %. For the yield strength, as before, the large uncertainties result from the discrepancies between the different Bingham equations with RMS is reported in Table 9.2. In this case, some of the flows are also covered by younger flows and lengths should be considered as minimum estimates. In addition, the resolution of MOLA data does not resolve the topography of these flows. Finally, detailed inspection of topographic data reveals that the lava flows are not likely thicker than two meters. As a direct consequence, a maximum estimation of the height in addition to a minimum estimation of the length implies that effusion rates should be considered as lower bound. Finally, the viscosity derived for the low volcano shields range from 58 Pa.s to  $2.3 \times 10^3$  Pa.s and represents, like for the large lava flows, maximum estimations of the actual value. In order to check the validity of those low viscosities, we estimate the typical time of emplacement of lava flows located on the volcano A1. With a volume of about  $9.2 \times 10^7$  m<sup>3</sup> and an effusion rate of 2000 m<sup>3</sup>/s (Table 9.2), the time of emplacement is about 12 hours, corresponding to a velocity of 2.3 m/s. This velocity is totally consistent with the velocity of a fluid with a viscosity of about 60 Pa.s flowing over the 0.15° slope of this volcano.

The yield strengths are estimated from equations (3) and (4) for all the flows. Among the 11 lava flows, the flows A1 and A2 exhibit levees and the estimated yield strengths result from the average of equation (3), (4) and (5). The yield strengths values are reported in Table 9.2.

## 9.3.2 The shape of the shield volcanoes at Cerberus

North-south and east-west topographic profiles on the shield volcanoes were fitted to the theoretical shape. The distance to the center is first converted to a non-dimensional

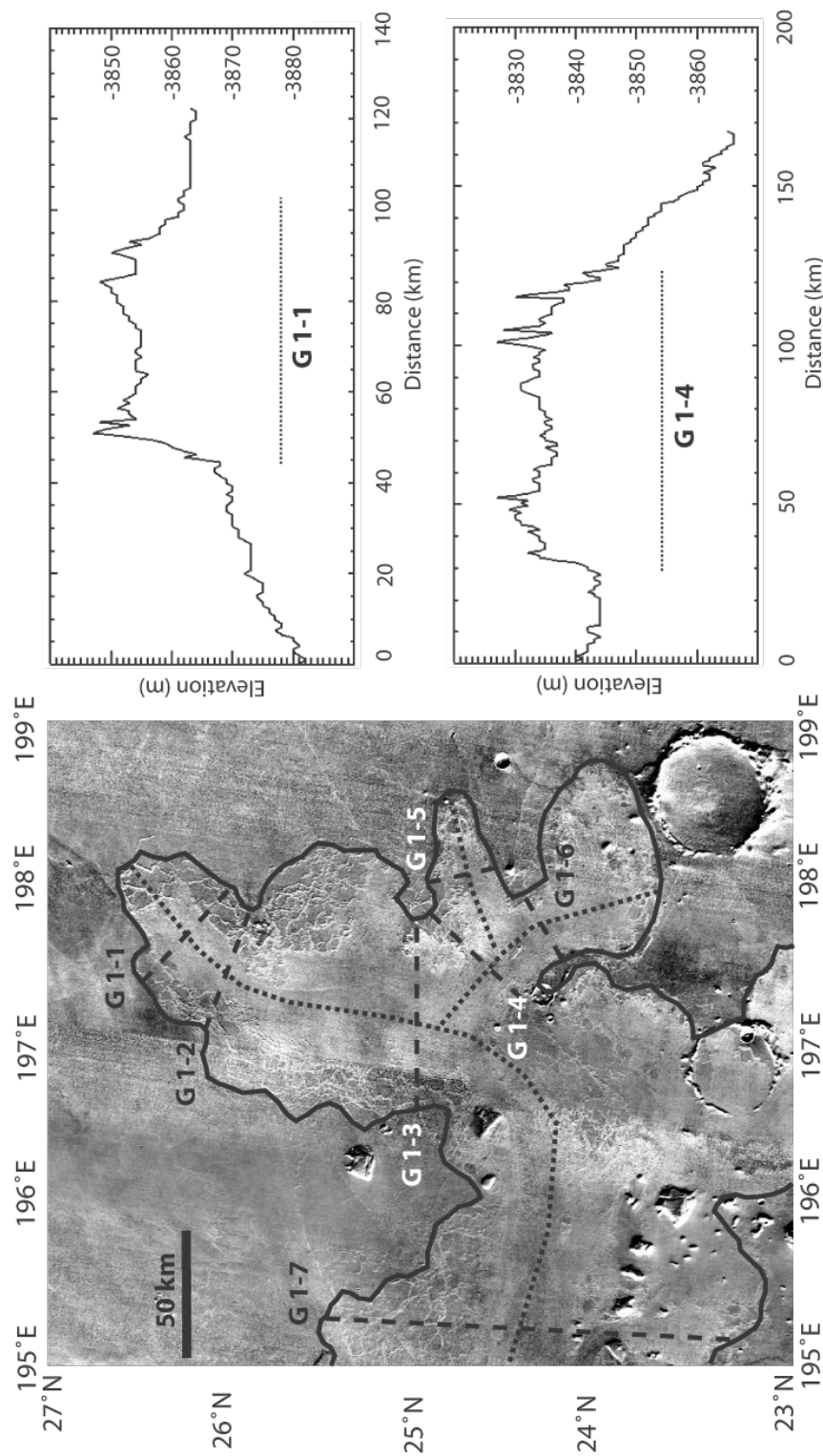


FIG. 9.5 – THEMIS IR-Day mosaic of a leveed lava flow belonging to the Cerberus unit (cf. *Vaucher et. al* [2007]) and located in Amazonis Planitia. The black dashed lines denote the locations of our measurements of the flow widths, the levees widths and the heights of the flow. Dashed lines denote the locations of our geometric measurements of widths.

Large Flow Number	Effusion Rate, Q (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	Viscosity, $\mu$ (Pa.s)	Q $\times\mu$ (J)	Average Yield Strength (Pa)	RMS Yield Strength
$\epsilon 1$	9,836	2.54E+5		197	98
$\zeta 1$	3,970	2.48E+5		316	215
Flow on shield volcanoes number					
$\alpha 1$	1,241	67	8.31E+4	87	65
$\alpha 2$	2,870	58	1.65E+5	162	168
$\beta 1$	610	2.13E+2	1.29E+5	84	61
$\beta 2$	36	1.87E+3	6.73E+4	103	34
$\beta 3$	30	2.31E+3	6.81E+4	102	35
$\beta 4$	95	8.24E+2	7.86E+4	97	42
$\beta 5$	124	1.14E+3	1.42E+5	82	64
$\beta 6$	88	1.15E+3	1.01E+5	90	53
$\gamma 1$	742	1.34E+2	9.95E+4	41	24
$\gamma 2$	179	4.28E+2	7.66E+4	45	19
$\delta 1$	512	1.35E+2	6.92E+4	47	16
Leveed flows from Cerberus Unit					
in Amazonis Planitia					
in Cerberus Plains					
	79,413	1.22E+3		31	13
	39,580	1		4	1

TAB. 9.2 – Rheological parameter deduced for the lava flows located on the slopes of shield-volcanoes, for the massive lava flowing in the Cerberus plains, and for the leveed lava channel located in Cerberus plains and Amazonis Planitia.

radius  $\eta$  assuming that the profile given by (6) extends from the summit to the base of the volcano. Since  $f = 0$  for  $\eta = 1.16$ , the distance from the base of the volcano to the center of the volcano is simply multiplied by 1.16 and divided by the maximum distance radius. Then, a minimization of the following function for the parameter  $\alpha$  is performed :

$$F = \sum_{i=0}^n (\alpha h(\eta_i) - f_i(\eta_i))^2 \quad (9.28)$$

Where  $f_i, \eta_i$  are sample points of a numerical solution of equation (9.24),  $h(\eta_i)$  is the height of the volcano with respect to its base at the non-dimensional radius  $\eta_i$  and  $n$  is the number of these points. The coefficient  $\alpha$  corresponds to the term in factor of  $h$  in the equation (9.24). In addition, it is possible to estimate the average value of the volcano effusion rate by viscosity ( $Q_v \times \mu$ ) from the least square fit of  $\alpha$  :

$$\mu Q_v = \frac{k \rho g}{\alpha^2} \quad (9.29)$$

The north-south and east-west topographic profiles of the five volcanoes A1, B, C, D, E are given in Figure 9.6 with the theoretical fit. A very good fit is achieved for volcano E, while the slope of the other volcanoes appears to be systemically steeper than the theoretical profile. The comparison of the theoretical shape with the actual shape of the volcanoes suggest that the actual base of the shields can not be observed, and was embayed and burried by more recent lava flow. Such stratigraphic relationships have been established only for the volcanoes A1 and B, but could not be inferred from the images of the other shields. This hypothesis has been tested with the volcano C and a better fit can be found assuming the burial of the base of the volcano by 70 meters of lava (Figure 9.7). This estimate is consistent with the modeling of the lava thicknesses in the Cerberus basin ranging from about 50 meters to one hundred meters in this region [Vaucher *et. al*, 2007; Lanagan, 2004], assuming the shield emplaced directly on the prevolcanic surface. The volcano E is the youngest of the volcano (see ages in Vaucher *et. al* [2007]) and has then probably not been extensively buried by younger lavas. Other evidence for shield volcanoes postdating the smooth plains has been already found, but for smaller edifices than volcano E [Vaucher *et. al*, 2007].

The results are reported in Table 9.3. The estimations are quite homogeneous suggesting that all the shield volcanoes have similar characteristics and eruption history. Except for volcano E, it is suspected that the base of the volcano is buried by more recent lava flows. Then, the results should be considered as lower bounds. For the volcano C (north-south profile), we were able to adjust the fit to determine a depth of burial consistent with independent estimations in this region. Then, the product of lava viscosity  $\times$  flow rate (in bold characters in Table 9.3) could be directly compared to the estimation for the volcano E. According to the model of Turcotte and Schubert [2002] the flow rate cor-

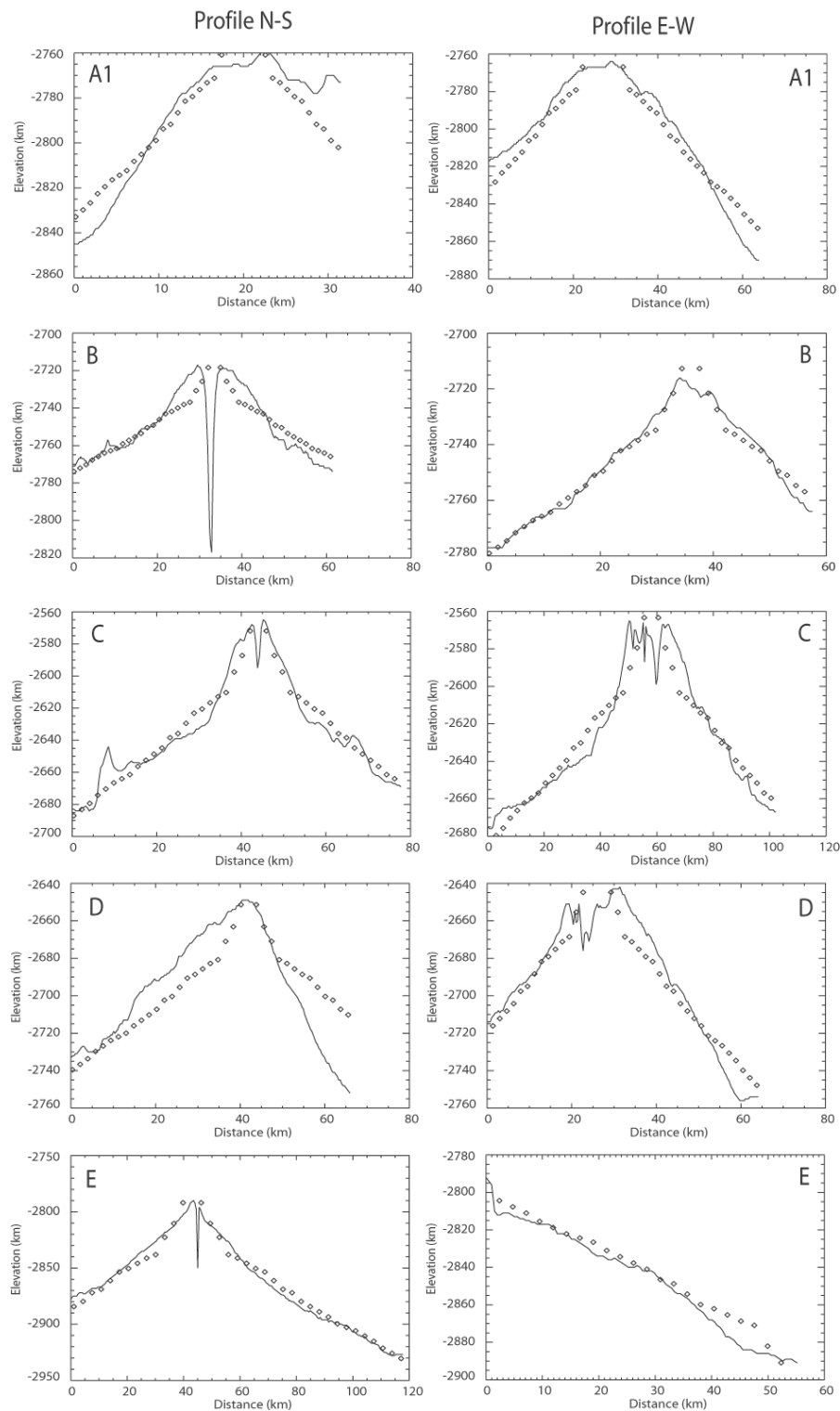


FIG. 9.6 – Comparison to the topographic profiles of shield volcanoes (plain lines) with the theoretical shape of shield volcanoes inferred from the emplacement of lava flows in a porous media from (diamonds) [Turcotte and Schubert, 2002]. One N-S profile (left) and one E-W profile are fitted for each of the volcano, A1, B, C, D, E. Some fit suggest that the base of volcanoes might be buried under lava flow post-dating their formation, as in particular the volcano C (see Figure 9.7). This situation may imply on underestimation of the corresponding average effusion rate.

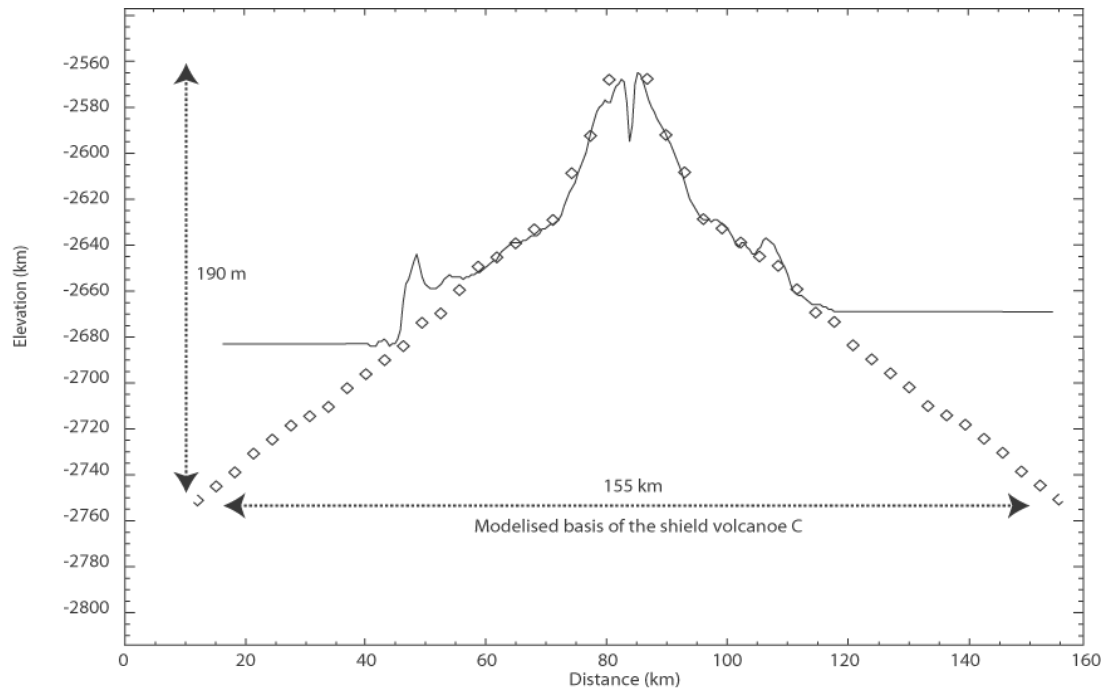


FIG. 9.7 – Comparison to the topographic profile of the shield volcano (C) (plain lines) with the theoretical shape of shield volcanoes inferred from the emplacement of lava flows in a porous media from (diamonds) [Turcotte and Schubert, 2002] assuming that part of the volcano is buried by more recent lava flow. A excellent fit is achieved if we assume that the shield volcano is buried by a layer of 70 meters thick lava. This depth is also in excellent agreement with the modeling of the lava thickness achieved in Vaucher [2007] this area, which is about 100 meters. If true, the volcano C would have a diameter at its base of 155 km and a relief of 190 meters.



Volcano	Profile	$Q \times \mu$ (J)	Error
A	N-S	3.28E+8	2.6E+6
A	E-W	4.69E+8	1.6E+6
B	N-S	1.18E+8	1.7E+6
B	E-W	1.68E+8	1.30E+5
C	N-S	<b>9.33E+8</b>	<b>2.2E+5</b>
C	E-W	5.55E+8	1.6E+6
D	N-S	2.97E+8	5.4E+6
D	E-W	5.41E+8	2.8E+6
E	N-S	3.82E+8	7.7E+6
E	E-W	7.36E+8	5.4E+6

TAB. 9.3 – Rheological parameter deduced from the ideal volcano shape model. Profile north-south and east-west have been used over the studied volcanoes. The values in bold refer to the total volume of the volcano circumvented by the lavas.

responds to a continuous feeding of the volcano. In reality, the volcano is built by the accumulation of individual lava flows, with a sequence of several periods of activity and quiescence. The flow rate inferred from this method would thus reflect an average flow rate during the periods of activity.

In the following paragraph, we check the consistency between the flow rate (the viscosity used are the previous estimates by Jeffrey's equation) of the volcano  $Q_v$  and the flow rate of individual lava flows  $Q_c$  composing it. The volume of the volcano  $V_v$  can be simply written as :

$$V_v = Q_v * T \quad (9.30)$$

where  $T$  is the total time of activity. Then, considering individual lava flows, the volume of the volcano can be also written :

$$V_v = \int_0^T Q_c * n(t) dt \quad (9.31)$$

where  $n(t)$  is the number of lava flows as a function of time. Assuming that the number of lava flow is steady, we write :

$$V_v = Q_c n T \quad (9.32)$$

This implies that the number of lava flows composing the shield can be estimated from the following ratio :

$$n = \frac{Q_v}{Q_c} \quad (9.33)$$

This ratio is equal to about 3200 and 10600 for the volcanoes A1 and C, respectively. From

our observations, we consider that the average volume of individual lava flows composing the low shields range from  $1 \times 10^7 \text{ m}^3$  to  $2 \times 10^8 \text{ m}^3$ . The volumes of A1 and C are  $1.4 \times 10^{11} \text{ m}^3$  and  $1.79 \times 10^{12} \text{ m}^3$ , respectively. In consequence, the number of lava flows should range from 700 to 14000 for volcano A1 and from 8900 to 180000 for volcano C. This range of value is consistent with the calculations from the flow rates.

## 9.4 Discussion

The Cerberus plains consist in a unique type of volcanism for several aspects. The topography displays the lowest roughness on Mars at the kilometer scale. This surface property results both from the absence of impact craters and from the low roughness of the lava flow themselves [Kreslavsky and Head, 2000]. The repeated eruptions, over more than 200 millions years [Vaucher *et al.*, 2007] were never able to build a large volcanic edifice, the volcanic material simply filling depressions. This volcanic activity is the youngest of Mars [Berman, 2002; Vaucher, 2007]. It started thus significantly after the formation of the major volcanoes of Mars and was probably contemporaneous of the late volcanic activity found occasionally on the flanks or calderas or some of the Montes [Neukum *et. al.*, 2004].

This paper presents several measurements of the rheology of various volcanic flows following an approach identical to the study of lava flows on Ascraeus by Hiesinger *et al.*, [2007]. It reveals that the volcanic material on Cerberus can be described by two types of rheology. The first group is composed by the large lava flows with a viscosity of  $\sim 2.5 \times 10^5$  and a yield strength ranging from 100 to 500 Pa. The second group includes (1) the lava flows of the shield volcanoes and the large leveed lava channels on the plains. The viscosity of all these flows are below  $10^3 \text{ Pa.s}$ , and their yield strength is typically a few tens of Pa, and never higher 150 Pa. The presence of two rheologies can be illustrated by the representation of the height versus width of lava flows according to the Bingham model (equation 4) on which we superpose our measurements (Figure 9.9). Each line represents the possible values of height and width for a given yield strength. We note that the leveed lava flows on the plains and the lava flows on the shield volcanoes are indeed on the same line, despite their different size, which results from a different eruption rate.

The viscosity of the large lava flows are in the viscosity range of other martian lava flows estimates compiled by Hiesinger, [2007] but the second group of low viscosities is unique, given the present analyses of different lava flows in various regions of Mars. However, it is of note that such low viscosities are also unusual on Earth, but are reported in various environment (e.g., carbonatitic lava, or komatites).

Thus, the Cerberus lava are both the younger volcanic flow on Mars, and probably the most fluid lavas. The fact raises a fundamental question which has possibly implications for

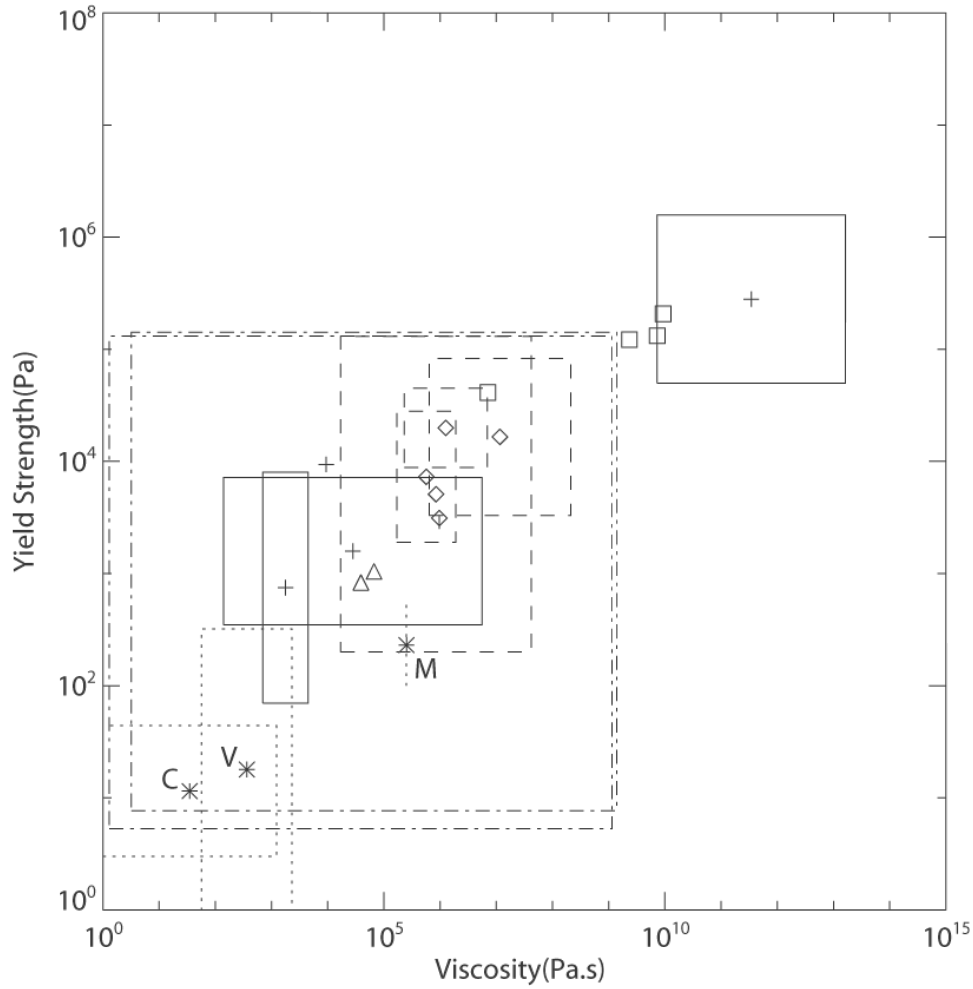


FIG. 9.8 – Synthesis of joint Yield strength (Pa) and Viscosity (Pa.s) measurements available on terrestrial planets. The measurements are indicated by crosses and solid squares for the Earth, triangle and dashed-dotted squares for the Moon, little squares for Venus and diamonds and dashed squares for Mars. The measurements done in this study are represented by stars and dotted squares. The labels V, C and M near the stars respectively refer to small lava flows found on shield volcanoes, to leveed lava flows in Amazonis planitia and Cerberus bassin, and to massive lava flows on the Cerberus plains. The values plotted from this study are listed in Table 1.

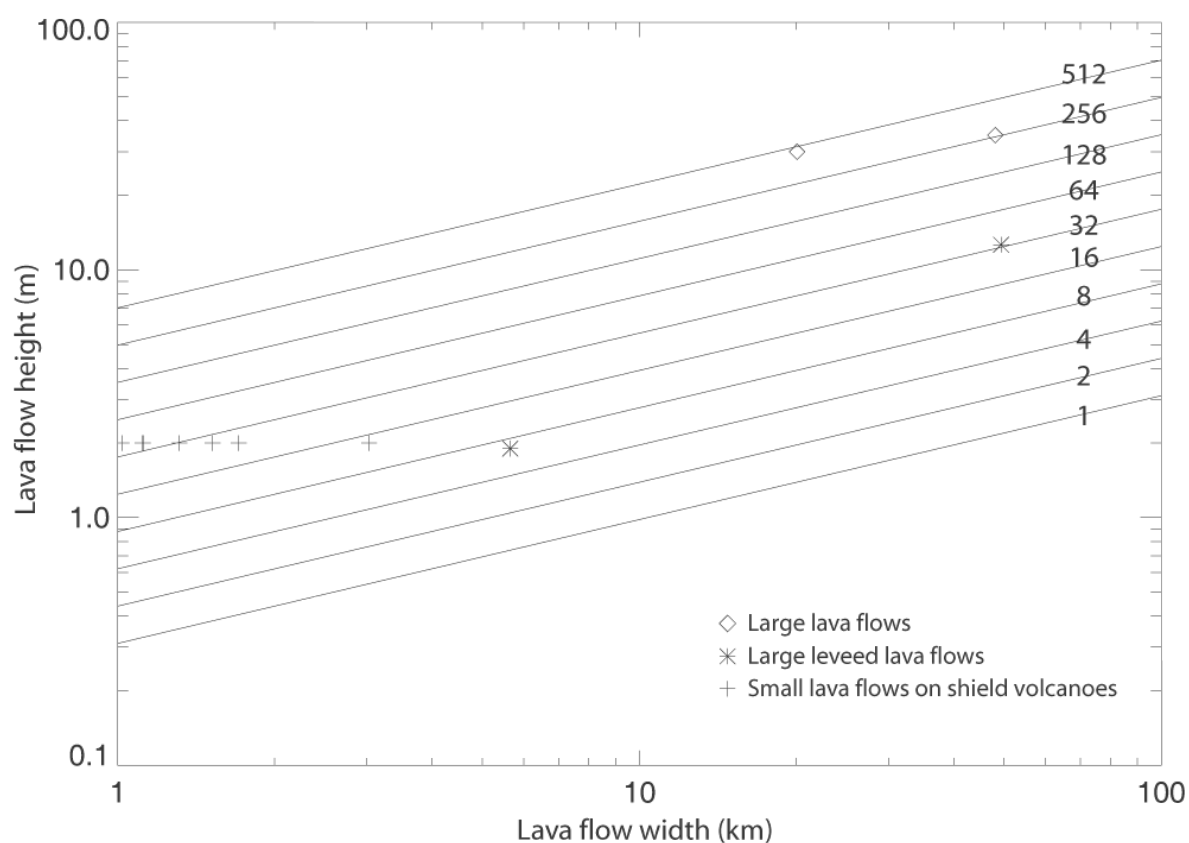


FIG. 9.9 – Representation of the height of the lava flows versus its width for different yield strength according to the Bingham model. The heights and widths of the lava flows studied here are plotted. This graph shows two groups of lava rheology. The first one is composed by the large lava flows. The second one is composed by the leveed lava flows on the plain and by the lava flows on the shield volcanoes. The rheology of the second group is more fluid.

the understanding of the thermal and volcanic activity of the planet : how it is possible to form and emplace lava which are more fluid than elsewhere on Mars given the progressive cooling and thickening of the lithosphere of the planet? This discussion focuses first on the degree of partial melting of the Cerberus lava. Given the constrained of the degree of partial melting, several hypotheses for the formation of these low viscosity lavas are discussed.

#### 9.4.1 The degree of partial melting at Cerberus : high or low ?

As shown by *McGovern et al.* [2002, 2004] from gravity/topography admittances, the heat flow rate at the surface of Mars has decreased from more than 30 mW/m<sup>2</sup> at the early Hesperian to less than 10 mW/m<sup>2</sup> for the late Amazonian. This decrease of heat flow rate implies a thickening of the lithosphere from about 100 kilometers in the Noachian period to more than 300 kilometers today. In addition, the crust at Cerberus [*Neumann et al.*, 2004] is relatively thin in comparison to crustal thickness under the Tharsis or Elysium volcanoes. Since the crust has a lower thermal conductivity than the mantle [*Petitjean et al.*, 2005], this effect would also tend to produce a relatively thicker lithosphere in comparison to the average thickness of the present martian lithosphere. The presence of a thicker lithosphere has two effect on the partial melting of the mantle during adiabatic decompression of upwelling material : the zone of partial melting would be relatively deeper and the degree of partial melting would be relatively lower (Figure 9.10). The surface affected by eruptions suggests a laterally widespread region for the magma source extending from the South of Elyisum to the North of Medusae formation. However, the volume of lava is about the same as Elysium Mons edifice ( $1.3 \times 10^5$  km<sup>3</sup> to  $1.7 \times 10^5$  km<sup>3</sup>) [*Vaucher et al.*, 2007] but smaller compared to other major edifices (in general greater than 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>) and the ratio volume/surface (the average thickness of the lava unit) is about 100 meter, which is thus also consistent with a low degree of partial melting.

The amount of incompatibles elements in the melts are also considered as a proxy for the degree of partial melting. However, potassium and thorium maps from the GRS measurments are not particularly higher at Cerberus compared to other volcanic landforms [<http://grs.lpl.arizona.edu/latestresults.jsp>], which could be interpreted as not in favor of a particularly low degree of partial metling. However, such an interpretation of potassium and thorium estimates between Cerberus and other volcanic regions assumes that the mantle composition in incompatible elements is constant and equal to that of the primitive mantle or eventually to that of the mantle after the formation of the Noachian crust. As Cerberus is the youngest volcanic province on Mars, it is likely that magma formed from a depleted mantle, yielding the possibility that the concentration of incompatible elements in recent magmas results from a low degree partial melting of a depleted mantle. As the concentration of the present mantle of Mars is not available, there is no direct indication

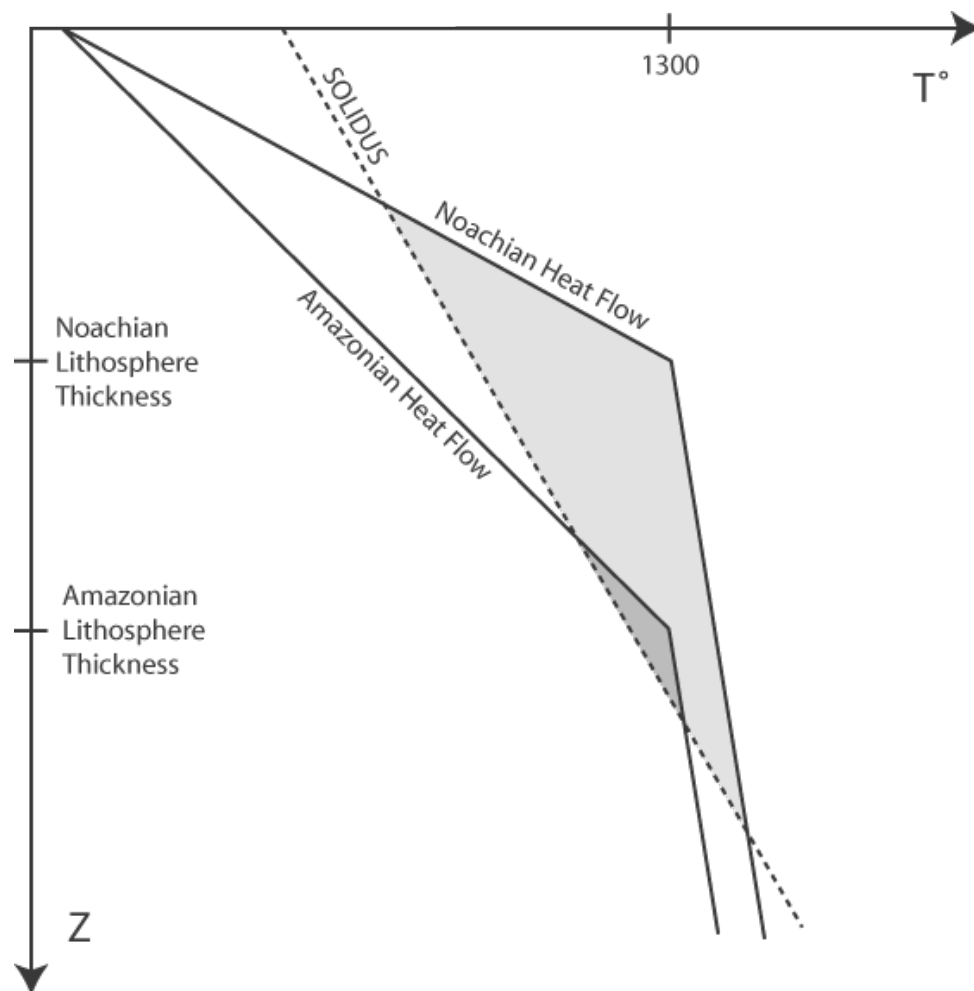


FIG. 9.10 – Illustration of the possible origin of lower partial melting under thick lithosphere. The lithosphere, which base is the 1300°C thermal boundary, is supposed thinner during Noachian period than during Amazonian period, yielding to greater partial melting during the Noachian (light grey) than during the Amazonian (dark grey). Thus it is likely that the current martian volcanism results from low partial melting considering the current martian lithosphere thickness.

of the actual degree of partial melting at Cerberus. However, both the thickening of the lithosphere with time and the surface/volume ratio both suggest a lower degree of partial melting associated to the Cerberus lava.

#### 9.4.2 How fluid lavas can form in the present martian conditions ?

Assuming that Cerberus lava results from a low degree of partial melting of the mantle, the hypothesis to form low viscosities lava can be divided into two groups. (1) the liquid fraction of the magma has a particularly low viscosity resulting from its temperature or composition, (2) the crystal content of the magma is low and the crystal growth rate remains low during the emplacement of the lava, the viscosity of the lava being essential controlled in this case by the lower viscosity of the liquid fraction. In the first case, it is clear that high temperatures may produce very low viscosity liquid fractions as experiments on peridotite shows that viscosities can be as low as  $10^{-1}$  Pa.s when near liquidus temperature [Dingwell *et al.*, 2004]. In the case we assume of low degree of partial melting, the thermodynamical simulation presented in [El Maarry *et. al*, 2007] shows that melt with relatively lower Si-concentration will be formed considering the primitive martian mantle composition of Dreibus and Wanke. However, the GRS readings on the Cerberus regions show intermediate values when compared to other volcanic landforms, while the lowest Si concentration are found in the Tharsis regions, where the viscosity of basaltic flows are higher. A particularly low Si concentration is thus not likely to explain alone the low viscosity of the Cerberus lavas. An increased abundance of magnesium in the lava may also reduce the viscosity. Since this element is refractory, an increase abundance of magnesium in the lava, may result from the melting of a residual mantle enriched in magnesium after multiple episodes of melt extraction.

In the second case, a low crystal content or a lower crystal growth rate during the lava flow emplacement could be induced if considering a magma with a high concentration of dissolved water. The presence of dissolved water in the melt results in the occurrence of H<sub>2</sub>O molecules and -OH free radicals. Consider the case when H<sub>2</sub>O is released by nucleation and the magma is degassed, the remaining -OH radicals break the SiO<sub>2</sub> polymer chains and decrease the viscosity melt value from several orders of magnitude even for very little amount of water in the source magma [Whittington *et al.*, 2000, 2001, 2004]. We do not see at this stage a particular reason for the presence of a water-rich source of magma below Cerberus. The progressive depletion of the water content of the upper mantle is even against thy hypothesis. However, the Cerberus volcanic events are associated with the release of large amount of water (e.g., Grjota' and Athabasca vallis) while it is difficult to explain the presence of such amount of water in subsurface in equatorial regions without invoking a mechanism of ice-replenishment of the crust. The hypothesis of water-rich magma offers thus the possibility to explain both the presence of low viscosity lava, and the

simultaneous presence of large amount of volatiles in the Cerberus Martian crust. Indeed, outgassing water-rich magmas can produce large amount of  $\text{H}_2\text{O}$  vapor, recondensing in the crust after the magma ascent. Indeed considering that the volume of igneous intrusions associated to the Cerberus volcanism could be about ten times more voluminous than the total volume of lava flow (about  $1.5 \times 10^5 \text{ km}^3$ ), and given possible ranges of water concentrations [Wislon and Head, 1994], this magmatism could thus represent a significant contribution to the ice-enrichment of the crust at Cerberus, ranging from about  $10^3$  to few  $10^4$  of  $\text{km}^3$  of  $\text{H}_2\text{O}$ . Finally, some minor elements are known to modify the viscosity of polymerized silicate melts. For instance, phosphorus, an incompatible element which is probably in higher concentration in the mantle of Mars than on the Earth [Bertka and Frei, 1998], would be more abundant in the volcanic rocks. This chemical element has the potential to delay the crystallisation of the magma by lowering the temperature of the liquidus [Toplis and Dingwell, 1996]. However, as Cerberus lava formed probably from a depleted mantle, and as the amount of other incompatible elements measured by the GRS instruments are not particularly high, it is unlikely that the amount of phosphorus in Cerberus lava is higher than in the other volcanic flows on Mars. A combination of these hypotheses may be invoked to explain the presence of very fluid lavas.

### 9.4.3 Conclusion

We estimated the rheological parameters of several types of lava flows belonging to the region of Cerberus. The acquisition, from remote sensing methodology, included Bingham model, Jeffrey's equation, Graetz number, and a new application of a ideal volcano shape model to the volcanic edifices of Cerberus. Those methods are adapted for the lava flow on Earth and their application may not give correct absolute values on Mars. However, the comparison of the derived values on Cerberus is possible relative to studied lava flows on other martian areas. The results show two types of rheology which are independent of the effusion rate : (1) Lava flows with viscosity values about  $10^5 \text{ Pa.s}$ , which are in the range of the previous martian lava rheological characteristics like Ascraeus Mons. (2) Lava flows with the lowest martian viscosity up to date, with values below  $\sim 10^3 \text{ Pa.s}$ . Error on the viscosity values are large but since the difference is about two order of magnitude with other martian lavas, we consider it to be significative. Even if the Cerberus area is the smoothest on the kilometers scale on Mars, considering the relatively few number of lava flows studied on Mars with those methods, we cannot exclude the possibility for lavas with lowest viscosity to occur on the martian surface. The reasons for the occurrence of such fluid lavas on Cerberus plains have been discussed in details regarding the physical and chemical constraints at Cerberus. It appears that the fluid lava flows may result from a combinaison of several parameters : a thick present lithosphere associated with the Cerberus event implies a low degree of partial melting and a low Si content in the magma,



the abundance of  $\text{H}_2\text{O}$  in the magma, and the abundance of phosphorus in the lava from the martian mantle composition. As all these effects are likely to operate in martian lavas, it is not yet possible to decide which is the dominant one in the case of Cerberus. With the hypothesis concerning the role of water in the formation of fluid lavas, this study raises the question of the present amount of water in the mantle, and on the role of volcanism for the enrichment and replenishment of the crust in volatiles. The release of water by recent magmatism has also important implications about its contribution to the present composition of the atmosphere and in particular to the present concentration of water vapor.

**Il paraît très probable que, tôt ou tard, nous finirons par trouver, quelque part dans les profondeurs de l'espace, d'autres êtres intelligents.**

Carl Sagan

# 10

## Conclusion

Cette étude de la surface martienne, et en particulier de son volcanisme, fait état d'une province géologique aux caractéristiques uniques : les plaines de Cerberus. Les morphologies sont issues des interactions entre les processus volcaniques, tectoniques et fluviaux. Ces différents événements se sont déroulés probablement sous les mêmes contraintes tectoniques sur l'ensemble de la zone comme le suggèrent l'orientation des structures et leurs relations stratigraphiques. Les âges dérivés par comptage de cratères et la faible rugosité des plaines de Cerberus à l'échelle kilométrique, indiquent des surfaces très récentes dans l'histoire martienne, dont les plus jeunes sont estimées autour de quelques millions d'années. Ce travail a décrit dans l'espace et dans le temps les processus géophysiques de surface complexes et récents ayant formé et/ou modifié les plaines de Cerberus, en particulier les processus volcaniques effusifs et explosifs, les processus fluviaux et les processus éoliens.

La première partie de ce travail de thèse a donc été de réaliser une cartographie des plaines de Cerberus à partir de toutes les données visibles (MOC, THEMIS, HRSC), thermiques (THEMIS), topographiques (MOLA) et spectroscopiques (OMEGA) disponibles pour localiser les surfaces affectées par les différents processus, et pour présenter une chronologie de ces événements. Cet exercice a permis d'offrir un support (carte géologique détaillée au 1/2 000 000) présentant une vue globale sur les différents processus étudiés sporadiquement jusqu'alors, et d'embrasser l'ensemble de la région pour essayer de comprendre son évolution. Ce faisant, cette cartographie a posé des contraintes temporelles sur les effusions de laves dont les écoulements se sont produits dans les 250 derniers millions d'années. Il a été découvert de nombreux volcans boucliers dont les contacts stratigraphiques avec les plaines de laves alentours ont été étudiés, documentés, ainsi que des sources d'écoulement d'eau singulières, non discutées avant ce travail. En particulier, certains écoulements d'eau sont systématiquement associés aux sources de laves ce qui suggère de fortes abondances en glace dans le sous-sol de la région, fondue au moment de l'ascension des magmas. Le volume des produits volcaniques mis en place en surface qui

constitue les plaines de Cerberus a été estimé avec une modélisation originale de la surface du bassin avant son remplissage par les laves. Ce volume est compris entre  $1.4 \times 10^5 \text{ km}^3$  et  $1.7 \times 10^5 \text{ km}^3$ , bien inférieur aux édifices majeurs de Tharsis ( $\sim 10^6 \text{ km}^3$ ), mais équivalent au volume de l'édifice d'Elyium Mons ( $\sim 10^5 \text{ km}^3$ ). Il a aussi été observé des cônes organisés en cercles dont la morphologie apporte de nouvelles contraintes pour discuter de leurs origines en tant que pseudo-cratères ou pingos.

A partir de cette cartographie, deux axes de recherche ont été développés : l'étude de clastes d'origine volcanique de type cendres, téphra, ou sables transportés par le vent, et l'étude des produits volcaniques effusifs. Le premier axe est présenté à la suite de la cartographie et a consisté à étudier les matériaux sombres présents dans la région de Cerberus. En effet, lorsque la poussière ne recouvre pas la surface martienne, ce sont des dépôts sombres associés à des matériaux volcaniques qui sont observés, comme par exemple dans le cas de Syrtis Major. En l'occurrence, ces matériaux sombres sont associés à des produits basaltiques et à des minéraux mafiques. Ce travail a mis en évidence la mobilité de ce matériau sur les plaines de Cerberus par la présence de champs de dunes sur le plancher de 4 grands cratères, ainsi que par l'orientation des dépôts derrière les obstacles, dans la direction des vents dominants de la région. Nous avons mis en évidence que l'orientation de ces dépôts de matériaux sombres sur le plancher des cratères est directement dépendant de l'orientation du vent et de la morphologie des cratères. Il serait intéressant de modéliser le détail de la circulation d'air dans les cratères en fonction de leur géométrie pour comprendre le rôle exact de cette dernière et pour discuter l'importance de l'érosion et de la sédimentation éolienne dans les cratères. Une cartographie détaillée des affleurements de matériaux sombres et une classifications de leurs morphologies associées a permis de mettre en évidence des structures localisées. Les structures érodées sont localisées dans les chenaux fluviaux de Grjota' Vallis et la distribution des structures sédimentaires se fait dans une partie naturellement couverte par les vents à partir de ce point. A partir de ces résultats nous avons proposé l'hypothèse originale que l'origine de la tâche de faible albedo de Cerberus, soit une distribution éolienne de matériaux pyroclastiques, de type cendres ou téphras, à partir d'une strate en subsurface qui aurait été exhumée par la formation de Grjota' Vallis. Ces cendres volcaniques peuvent résulter d'un volcanisme explosif et en particulier de l'interaction glace/eau/magas. Cependant les morphologies de ce type d'interactions comme les maars ou les table mountains sont étrangement quasi absentes de Cerberus malgré les évidentes possibilités pour ce type d'interaction sur cette région.

Le deuxième axe de recherche concerne les coulées de laves effusives. La majorité apparente des dépôts de Cerberus sont effusifs comme en témoignent les nombreuses coulées de laves qui composent les plaines de laves. A partir de leurs paramètres géométriques, il est possible de caractériser leur rhéologie. La troisième partie de ce travail a mis en évi-

dence la coexistence de deux types de rhéologie sur les plaines de laves de Cerberus : l'une est dans la tendance actuelle des valeurs de viscosité des laves trouvées sur d'autres édifices volcaniques martiens comme Ascraeus Mons, alors que la seconde montre des valeurs de viscosité les plus faibles de Mars. Les hypothèses pour former des laves aussi fluides sur Cerberus ont été discutées en fonction des contraintes physiques et chimiques sur la zone. Il semblerait que les coulées de laves fluides résultent d'une combinaison de plusieurs facteurs : la présence d'une lithosphère épaisse sous Cerberus produisant de faibles taux de fusion partielle et des faibles concentrations de silice dans les magmas, et une composition chimique du magma retardant la croissance des cristaux avec par exemple l'abondance d'eau ou de phosphore. Tous ces facteurs agissent sur les laves martiennes, et il n'est pas encore possible de déterminer lequel domine dans le cas de Cerberus. Compte tenu de la teneur en eau des magmas sur Terre, il apparaît que l'activité magmatique peut avoir un rôle dans le ré-enrichissement récent en eau de la croûte martienne. Toutefois la présence de magmas riches en eau implique que le manteau martien a conservé celle-ci malgré les dégazages répétés au cours de l'histoire volcanique de Mars sans mécanisme pour réinjecter l'eau dans le manteau. Les morphologies d'écoulement fluviales omni-présentes dans la zone de Cerberus laissent suggérer que l'eau a certainement été une contribution importante au caractère unique de Cerberus dans le volcanisme martien.

La topographie des plaines de Cerberus est quasi nulle en comparaison avec n'importe quel autre édifice martien quel que soit son âge. Cette observation est en contradiction avec la tendance qu'ont les édifices volcaniques martiens à devenir plus imposants à mesure qu'ils présentent des activités récentes. Sans pouvoir expliquer pourquoi Cerberus se situe en dehors de cette tendance, ce fait, démontré par les résultats de cette thèse interpelle quant à l'évolution future des plaines de Cerberus. Assistera-t-on à la construction d'un édifice volcanique ou au contraire, à l'étalement des phénomènes effusifs sur une région plus vaste ? Outre sa différence de morphologie et de viscosité, les plaines de Cerberus restent l'événement volcanique le plus récent, probablement actuel à la surface de Mars. En considérant que le sol poreux de Cerberus est certainement riche en eau, il ne fait pas de doute que, à court terme, les plaines de Cerberus seront une destination de choix pour l'approvisionnement en chaleur et en eau des futures missions martiennes habitées.



We could have been on Mars in 1986, as Stephen Baxter shows in his new book *Voyage*; we can definitely get there by 2026, if we want to.

Kim Stanley Robinson, *Science Fiction Weekly*  
*Interview, 1996*



## Glossaire

### Définition des termes

**Chambre magmatique :** Certaine masse de magma siège de phénomènes complexes comme des déplacements de fluides, réactions chimiques avec des roches encaissantes ou solidification, éventuellement progressive par cristallisation fractionnée.

**Contrainte seuil :** Contrainte limite pour un fluide de Bingham en deçà de laquelle il n'y a pas de mouvement de matière.

**Cristallisation fractionnée :** Cristallisation de minéraux différents à des moments successifs dans un magma qui refroidit. Les premiers minéraux formés étant riches en Fe, Mg, Ca, le magma résiduel est appauvri en ces éléments, et corrélativement enrichi en Si, Al, K et Na.

**Décompression adiabatique :** Diminution de la pression à température constante.

**Fluide de Bingham :** Fluide dont l'écoulement est contrôlé par une contrainte seuil. Si la contrainte cisailante au sol est inférieure à la contrainte seuil, l'écoulement ne se fait pas.

**Fluide Newtonien :** Fluide dans lequel la viscosité est indépendante de la contrainte appliquée.

**Fossa, Fossae :** Terme appliqué aux réseaux de fractures et grabens, e.g. Cerberus Fossae.

**Fusion partielle :** Dans une roche, cela correspond à la fusion de certains de ses minéraux. La température de la roche est telle que le point de fusion de ces minéraux est atteint, alors que celui des autres minéraux de la roche ne l'est pas. Il se forme un liquide magmatique où des phases solides et liquides coexistent. La fusion partielle est un des processus majeurs de la génération des magmas, qui sont très divers dans leur composition chimique.

**Lave :** Magma ou roche en fusion (700°C à 1200°C en général... rarement 500°C dans le cas des carbonatites) émis à l'état liquide ou pâteux par les volcans, et donnant généralement des coulées d'extension très variable.

**liquidus :** Dans un diagramme de phases, qui représente le degré de fusion d'une roche, le liquidus est la courbe qui sépare le domaine où la phase liquide existe seule de celui où elle coexiste avec des cristaux.

**low-shield :** Terme associé aux volcans boucliers de dimensions comparables à leurs homologues terrestres (2-10 km pour la base du volcan) dont l'éponyme se trouve en Islande (Skjaldbreidur).

**Mafique :** Se dit d'une roche magmatique contenant des minéraux riches en Fe et Mg.

**Magma :** Mixture multi phase à haute température (au moins 600°C) qui donne des roches par solidification, soit à une certaine profondeur au cours d'un refroidissement lent (roches plutoniques), soit en surface par un refroidissement rapide de laves (roches volcaniques). Ce mélange est composé de solides (cristaux et fragments lithiques), de liquides carbonatitiques ou silicatés, et de gaz riches en H-O-C-S-Cl ou de fluides supercritiques formés par fusion partielle ou totale d'une source de matériaux parents.

**Mons, Montes :** Terme utilisé pour les plus gros édifices volcaniques (plusieurs centaines de kilomètres de diamètre à la base, e.g. Tharsis Montes, Elysium Mons).

**Patera, Paterae :** Terme décrivant des édifices volcaniques plats avec des cratères de faible profondeur et des remparts complexes.

**Planitia :** Terme employé pour les régions plates de l'hémisphère Nord qui s'apparentent à des plaines.

**Planum, Plana :** Terme usité pour les plateaux des Highlands dans l'hémisphère Sud, e.g. Solis Planum, Lunae Planum.

**Rhéologie :** La rhéologie est la science qui étudie les déformations et l'écoulement de la matière. Elle a pour objet d'analyser les comportements mécaniques des substances et d'établir leurs lois de comportement : rapports entre la viscosité, la plasticité et l'élasticité de la matière, ainsi que le comportement de celle-ci sous l'influence des pressions.

**Roche plutonique :** Se dit des roches magmatiques qui se sont mises en place en profondeur et qui se sont lentement refroidies, permettant la cristallisation de minéraux.

**Roche volcanique :** Roche magmatique qui arrive en surface lors d'une éruption et qui au contact de l'atmosphère ou de l'eau se refroidit très rapidement.

**Solidus :** Dans un diagramme de phases, qui représente le degré de fusion d'une roche, le solidus est la courbe qui sépare le domaine où la phase solide existe seule de celui où elle coexiste avec une phase liquide.

**Tholus, Tholi :** Terme définissant une structure volcanique plus petite (e.g., Albor Tholi).

**Viscosité :** Résistance (en Pascals) qu'un corps déformable de façon permanente oppose aux forces qui lui sont appliquées.

**Viscosité relative :** C'est le rapport de la viscosité d'une mixture multi phase (Solide + Liquide + gaz) sur la viscosité du liquide.

**Volcan :** Relief, généralement de forme conique constitué par l'empilement de projections et/ou de laves ayant atteint la surface de la croûte d'une planète, soit à l'air libre, soit sous l'eau.





# Bibliographie

- [1] Acuna, M., Connerney, J., Ness, N., Lin, R., Mitchell, D., Carlson, C., McFadden, J., Anderson, K., Reme, H., Mazelle, C., Vignes, D., Wasilewski, P., and Cloutier, P. (1999). Global distribution of crustal magnetization discovered by the mars global surveyor mag/er experiment. *Science*, (284) :790–793.
- [2] Adams, J. and McCord, T. (1969). Mars : Interpretation of spectral reflectivity of light and dark regions. *Journal of Geophysical Research*, (74) :4851–4856.
- [3] Anderson, S. and Grimm, R. (1998). Rift processes at the valles marineris : constraints from gravity on necking and rate-dependent strength evolution. *Journal of Geophysical Research*, 103(E5) :11,113–11,124.
- [4] Arvidson, R., Guinness, E., and Zent, A. (1982). Classification of the surface units in the equatorial region of mars based on viking orbiter color, albedo, and thermal data. *Journal of Geophysical Research*, 87 :10,149–10,157.
- [5] Bandfield, J., Hamilton, V., and Christensen, P. (2000). A global view of martian surface compositions from mgs-tes. *Science*, 287(5458) :1626–1630.
- [6] Bandfield, J., Hamilton, V., Christensen, P., and McSween, H. (2004). Identification of quartzofeldspathic materials on mars. *Journal of Geophysical Research*, 109(DOI :10.1029/2004JE002290).
- [7] Baptista, A., Mangold, N., Ansan, V., Masson, P., Lognonné, P., Williams, D., Neukum, G., and the HRSC team (2007). A swarm of small shields volcanoes on syria planum, mars, analysed using mars express - hrsc data. *Icarus*, Submitted.
- [8] Baratoux, D., Mangold, N., Arnalds, O., Grégoire, M., Platvoet, B., Bardinzeff, J.-M., and Pinet, P. (2007). Formation, transport and mineralogical evolution of basaltic sands on earth and mars. In *VII International Conference on Mars*, number 1353, page 3048, Pasadena, CA, USA.
- [9] Baratoux, D., Mangold, N., Forget, F., Cord, A., and Pinet, P. (2006). The role of the wind-transported dust in slope streaks activity : Evidence from the hrsc data. *Icarus*, in press.
- [10] Bargar, K. and Jackson, E. (1974). Calculated volumes of individual shield volcanoes along the hawaiian-emperor chain. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 2 :545–550.
- [11] Berman, D. and Hartman, W. (2002). Recent fluvial, volcanic and tectonic activity on the cerberus plains of mars. *Icarus*, 159 :1–17.

- [12] Bertka, C. M. and Fei, Y. Constraints on the mineralogy of an iron-rich martian mantle from high-pressure experiments. *Planet. Space Sci.*, 44(11).
- [13] Bertka, C. M. and Fei, Y. Mineralogy of the martian interior up to core-mantle boundary pressures. *Journal of Geophysical Research*, 102(B3).
- [14] Bertka, C. M. and Fei, Y. (1998). Implications of mars pathfinder data for the accretion history of the terrestrial planets. *Science*, 281 :1838–1840.
- [15] Bibring, J., Langevin, Y., Erard, S., Forni, O., Masson, P., and Sotin, C. (1990). The observations of the surface of mars by the ism instrument on board the phobos 2 spacecraft. *Lunar Planet. Sci.*, 21 :79–80.
- [16] Bibring, J., Langevin, Y., Gendrin, A., Gondet, B., Poulet, F., Berthé, M., Soufflot, A., Arvidson, R., Mangold, N., Mustard, J., Drossart, P., and the OMEGA team (2005a). Mars surface diversity as revealed by the omega/mars express observations. *Science*, 307 :1576–1581.
- [17] Bibring, J., Squyres, S., and Arvidson, R. (2005b). Merging views on mars. *Science*, 307 :1576–1581.
- [18] Blasius, K. and Cutts, J. (1976). Shield volcanism and lithospheric structure beneath the tharsis plateau, mars. *Proc. Lunar Sci. Conf. 7th*, pages 3561–3573.
- [19] Burr, D., Grier, J., Mc Ewen, A., and Keszthelyi, L. P. (2002). Repeated aqueous flooding from the cerberus fossae : Evidence for very recently extant deep ground water on mars. *Icarus*, 159 :53–73.
- [20] Burr, D. and Mc Ewen, A. (2002). Recent aqueous floods from the cerberus fossae, mars. *Geophysical research letters*, 29 :10.1029/2001GL013345.
- [21] Burr, D., Soare, R., Wan Bun Tseung, J., and Emery, J. P. (2005). Young (late amazonian), near-surface, ground ice features near the equator, athabasca valles, mars. *Icarus*, 178 :56–73.
- [22] Carr, M. (1981). *The surface of Mars*. Yale Univ. Press, New Heaven, CT.
- [23] Carr, M. H. (1973). Volcanism on mars. *Journal of Geophysical Research*, 78 :4049–4062.
- [24] Cattermole, P. (1987). Sequence, rheological properties, and effusion rates of volcanic flows at alba patera, mars. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 17th*, Part 2 :E553–E560.
- [25] Chapman, M. and Smellie, J. (2002). In *Volcano-ice interaction on Earth and Mars*, pages 5–26. Geological Society, London, special publication edition.

- [26] Christensen, P., McSween, H., Bandfield, J., Ruff, S.W. and. Rogers, A., Hamilton, V., Gorelick, N., Wyatt, M., Jakosky, B., Kieffer, H., Malin, M., and Moersch, J. (2005). Evidence for igneous diversity and magmatic evolution on mars from infrared observations. *Nature*, 436(doi :10.1038/nature03639).
- [27] Clark, B., Baird, A., Weldon, R., Tsusaki, D., Schnabel, L., and Candelaria, M. (1982). Chemical composition of martian fines. *Journal of Geophysical Research*, 87 :10,059–10,067.
- [28] Connerney, J., Acuna, M.H. and Wasilewski, J., Kletetschka, G., Ness, N., Rème, H., Lin, R., and Mitchell, D. (2001). The global magnetic field of mars and implications for crustal evolution. *Geophysical Research Letters*, 28(21) :4015–4018.
- [29] Costard, F., Forget, F., Mangold, N., and Peulvast, J. (2001). Formation of recent martian debris flows by melting of near-surface mars. pergelisol at high obliquity. *Science*.
- [30] Crisp, J. and Baloga, S. (1990). A model for lava flows with two thermal components. *Journal of Geophysical Research*, 95 :1255–1270.
- [31] Dingwell, D., Courtial, P., Giordano, D., and Nichols, A. (2004). Viscosity of peridotite liquid. *Earth and Planetary Science Letters*, 226 :127–138.
- [32] Dreibus, G. and Wanke, H. (1985). Mars a volatile-rich planet. *Meteoritics*, 20 :367–382.
- [33] Eaton, J. and Murata, K. (1960). How volcanoes grow. *Science*, 132 :925–938.
- [34] Edgett, K. (1997). Aeolian dunes as evidence for explosive volcanism in the tharsis region of mars. *Icarus*, 130 :96–114.
- [35] Edgett, K. (2002). Low-albedo surfaces and eolian sediment : Mars orbiter camera views of western arabia terra craters and wind streaks. *Journal of Geophysical Research*, 107.
- [36] Edgett, K., Malin, M., Sullivan, R., Thomas, P., and Veverka, J. (2000). Dynamic mars : New dark slope streaks observed on annual and decadal time scales. In *XXXI Lunar and Planetary Science Conference*, page 1058, Houston, TX.
- [37] Edgett, K. and Rice, J. J. (1995). Very young volcanic, lacustrine, and fluvial features of cerberus and elysium basin regions, mars : Where to send the 1999 mars surveyor lander. In *XXVI Lunar and Planetary Science Conference*, pages 357–358.

- [38] Eichelberger, J. and Hayes, D. (1982). Magmatic model for the mount st. helens blast of may 18, 1980. *Journal of Geophysical Research*, (87) :7727–7738.
- [39] El Maarry, M., Gasnault, O., Toplis, M., and Baratoux, D. (2007). Gamma-ray data and chemical composition of the martian surface in the tharsis region : A signature of partial melting of the mantle ? *Geophysical Research Letter*, (In Preparation).
- [40] Farrand, W., Gaddis, L., and Keszthelyi, L. (2005). Pitted cones and domes on mars : Observations in acidalia planitia and cydonia mensae using moc, themis, and tes data. *Journal of Geophysical Research*, 110 :E05005, doi :10.1029/2004JE002297.
- [41] Fei, Y. and Bertka, C. (2005). The interior of mars. *Science*, 308 :1120–1121.
- [42] Fenton, L. (2005a). Potential sand sources for the dune fields in noachis terra, mars. *Journal of Geophysical Research*, 110.
- [43] Fenton, L. (2006a). Dune migration and slip face advancement in the rabe crater dune field, mars. *Geophysical Research Letter*, 33.
- [44] Fenton, L. and Mellon, M. (2006b). Thermal properties of sand from thermal emission spectrometer (tes) and thermal emission imaging system (themis) : Spatial variations within the proctor crater dune field on mars. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- [45] Fenton, L. and Richardson, P. (2001). Martian surface winds : Insensitivity to orbital changes and implications for aeolian processes. *Journal of Geophysical Research*, 106 :32,885–32,902.
- [46] Fenton, L., Toigo, A., and Richardson, M. (2005b). Aeolian processes in proctor crater on mars : Mesoscale modeling of dune-forming winds. *Journal of Geophysical Research*, 110.
- [47] Fergason, R., Christensen, P., Bell III, J., Golombek, M., Herkenhoff, K., and Kieffer, H. (2006). Physical properties of the mars exploration rover landing sites as inferred from mini-tes-derived thermal inertia. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- [48] Forsythe, R. and Zimbelman, J. (1988). Is the gordii dorsum escarpment on mars an exhumed transcurrent fault ? *Nature*, 336 :143–146.
- [49] Frankel, R. (1982). Scattered data interpolation : Tests of some methods. *Mathematics of Computation*, 38(157) :181–200.
- [50] Frey, H. and Schultz, R. (1988). Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on mars. *Geophysical research letters*, 15 :229–232.

- [51] Frey, H., Schultz, R., and Maxwell, T. (1986). The martian crustal dichotomy : Product of accretion and not a specific event ? *Lunar and Planet. Sci.*, 27 :241–242.
- [52] Garvin, J. B., Sakimoto, S., and Frawley, J. (2003). Craters on mars : global geometric properties from gridded mola topography. In *Sixth International Conference on Mars*, page 3277, Pasadena, Ca, USA.
- [53] Geissler, P. (2005). Three decades of martian surface changes. *Journal of Geophysical Research*, 110(E02001) :DOI 10.1029/2004JE002345.
- [54] Ghatan, Gil, J. and Head III, J. (2002). Candidate subglacial volcanoes in the south polar region of mars : Morphology, morphometry, and eruption conditions. *Journal of Geophysical Research*, 107(E7) :DOI 10.129/2001JE001519.
- [55] Goettel, K. (1981). Density of the mantle of mars. *Geophysical Research Letter*, 8 :497–500.
- [56] Greeley, R., e. a. (2005). Martian variable features : New insight from the mars express orbiter and the mars exploration rover spirit. *Journal of Geophysical Research*, 110(E06002).
- [57] Greeley, R., Arvidson, R., Barlett, P., Blaney, D., and Cabrol, N. (2006). Gusev crater : Wind-related features and processes observed by the mars exploration rover spirit. *Journal of Geophysical Research*, 111(E02S09).
- [58] Greeley, R. and Fagents, S. (2001). Icelandic pseudocraters as analogs to some volcanic cones on mars. *Journal of Geophysical Research*, 106(E9) :20,527–20,546.
- [59] Greeley, R. and Guest, J. (1987). Geologic map of the eastern equatorial region of mars. *USGS Misc. Inv. Ser. Map I-1802B*.
- [60] Greeley, R. and Iverson, J. (1985). *Wind as a Geological Process*. Cambridge Planetary Sciences series :4. Cambridge University Press.
- [61] Greeley, R. and Spudis, P. (1981). Volcanism in the cratered terrain hemisphere of mars. *Rev. Geophys. Space. Phys.*, 19 :13–41.
- [62] Gregg, T. and Fink, J. (1996). Quantification of extraterrestrial lava flow effusion rates through laboratory simulations. *Journal of Geophysical Research*, 101 :16,891–16,900.
- [63] Gregg, T. and Sakimoto, S. (2000). Marte valles channel flow rates and rheology from moc and mola data. *XXXI Lunar and Planetary Science Conference*, page 1758.

- [64] Gregg, T. and Zimbelman, J. (2000). Volcanic vestiges : Pulling it together. *Environmental Effects on Volcanic Eruptions : From Deep Oceans to Deep Space*, edited by J.R. Zimbelman and T.K.P. Gregg :75–112.
- [65] Gudmundsson, A. (1987). Lateral magma flow, caldera collapse, and a mechanism of large eruptions in iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 34 :65–78.
- [66] Hahn, B., McLennan, S., Taylor, G., Boynton, W., Dohm, J., Finch, M., Hamara, D., Janes, D., Karunatillake, S., Keller, J., Kerry, K., Metzger, A., and Williams, R. (2007). Mars odyssey gamma ray spectrometer elemental abundances and apparent relative surface age : Implications for martian crustal evolution. *Journal of Geophysical Research*, 112, doi :10.1029/2006JE002821.
- [67] Hall, J., Solomon, S., and Head, J. (1986). Elysium region mars : tests of lithospheric loading models for the formation of tectonic features. *Journal of Geophysical Research*, 91 :11377– 11392.
- [68] Hartmann, W. and Berman, D. (2000). Elysium planitia lava flows : Crater count chronology and geological implications. *Journal of Geophysical Research*, 105 :15,011–15,026.
- [69] Hartmann, W., Malin, M., McEwen, A., Carr, M., Soderblom, L., Thomas, P., Danielson, E., P., J., and Veverka, J. (1999). Evidence from recent volcanism on mars from craters counts. *Nature*, 397 :586–589.
- [70] Hartmann, W. K. (2005). Martian cratering 8 : Isochron refinement and the chronology of mars. *Icaru*, 174 :294–320.
- [71] Hartmann, W. K., Anguita, J., Casa, M. A. d. l., and Berman, D. C. (2000). Martian cratering 7 : the role of impact gardening. *Icaru*, 149 :37–53.
- [72] Head, J. and Wilson, L. (1992a). Lunar mare volcanism : Stratigraphy, eruption conditions, and the evolution of secondary crusts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55 :2155–2175.
- [73] Head, J. and Wilson, L. (1992b). Magma reservoirs and neutral buoyancy zones on venus : Implications for the formation and evolution of planetary landforms. *Journal of Geophysical Research*, 97 :3877–3903.
- [74] Head III, J., Wilson, L., and Mitchell, D. (2003). Generation of recent massive water floods at cerberus fossae, mars by dike emplacement, cryospheric cracking, and confined aquifer ground water release. *Geophysical Research Letters*, 30(11) :1577.

- [75] Hiesinger, H., Head III, J. W., and Neukum, G. (2007). Young lava flows on the eastern flank of asraeus mons : Rheological properties derived from high resolution stereo camera (hrsc) images and mars orbiter laser altimeter (mola) data. *Journal of Geophysical Research*, 112(E05011) :10.1029/2006JE002717.
- [76] Hiesinger, H. and III, H. (2004). The syrtis major volcanic province, mars : Synthesis from mars global surveyor data. *Journal of Geophysical Research*, 109(E01004) :10.1029/2003JE002143.
- [77] Hill, D. (1969). Crustal structure of the island of hawaii from seismic-reflection measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59 :101–130.
- [78] Hodges, C. and Moore, H. (1979). The subglacial birth of olympus mons and its aureoles. *Journal of Geophysical Research*, 84 :8061–8074.
- [79] Hulme, G. (1974). The interpretation of lava flow morphology. *Geophysical Journal of Astronomical Society*, 39 :361–383.
- [80] Hulme, G. (1976). The determination of rheological properties and effusion rate of olympus mons lava. *Icarus*, 27 :207–213.
- [81] Hulme, G. (1982). A review of lava flow processes related to the formation of lunar sinuous rilles. *Geophys. Surv.*, 5 :245–279.
- [82] Ivanov, B. (2001). Mars/moon cratering rate ratio estimates. *Space Science Reviews*, 96 :87–104.
- [83] Jaumann, R., Stephan, K., Poulet, F., Tirsch, D., and Wagner, R. (2006). Dark materials in martian craters. In *XXXVII Lunar and Planetary Science Conference*, page 1735.
- [84] Jerolmack, D., Mohrig, D., Grotzinger, J., Fike, D., and Watters, W. (2006). Spatial grain size sorting in eolian ripples and estimation of wind conditions on planetary surfaces : Application to meridiani planum, mars. *Journal of Geophysical Research*, 111(doi :10.1029/2005JE002544).
- [85] Karunatillake, S., Keller, J., Squyres, S., Boynton, W., Brückner, J., Janes, D., Gasnault, O., and Newsom, H. (2007). Chemical compositions at mars landing sites subject to mars odyssey gamma ray spectrometer constrains. *Journal of Geophysical Research*, 112, doi :10.1029/2006JE002859.
- [86] Keszthelyi, L., McEwen, A., and Thordarson, T. (2000). Terrestrial analogs and thermal models for martian flood lavas. *Journal of Geophysical Research*, 105 :15,027–15,049.



- [87] Keszthelyi, L., Thordarson, T., McEwen, A., Haack, H., Guilbaud, M., Self, S., and Rossi, M. J. (2004). Icelandic analogs to martian flood lavas. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5 :Q11014,doi :10.1029/2004GC000758.
- [88] Kossacki, J., Markiewicz, W., Smith, M., Page, D., and Murray, J. (2006). Possible remnants of a frozen mud lake in southern elysium, mars. *Icarus*, 181 :363–374.
- [89] Kraus, K. and Waldhaüsl, P. (1998). *Manuel de Photogrammétrie - Principes et Procédés Fondamentaux*. Hermes, Paris.
- [90] Krelsavsky, M. and Head, J. (2002). Mars : Nature and evolution of young latitude-dependent water-ice-rich mantle. *Geophysical Research Letters*, 29(15) :10.1029/2002GL015392.
- [91] Krelsavsky, M., Shkuratov, Y. G., Velikodsky, Y. I., Kaydash, V., and Stankevich, D. (2000). Photometric properties of the lunar surface derived from clementine observations. *Journal of Geophysical Research*, 105(E8) :20,281–20,295.
- [92] Lacroix, A. (1904). *La montagne pele et ses eruptions*. Editions Masson, Paris.
- [93] Lanagan, P. (2004). *Geologic history of the Cerberus plains, Mars*. Phd, The university of Arizona. Biblio Lanagan.
- [94] Lanagan, P., McEwen, A., and Keszthelyi, L. (2001). Rootless cones on mars indicating the presence of shallow equatorial ground ice in recent times. *Geophysical Research Letters*, 28(12) :2365–2367.
- [95] Le Deit, L. (2005). *Caractérisation minéralogique de trois régions volcaniques martiennes à partir des données du spectro-imageur OMEGA et de la caméra haute résolution HRSC*. Master, Université de Nantes.
- [96] Lodders, K. (1998). A survey of shergottite, nakhlite and chassigny meteorites whole-rock compositions. *Meteoritics and Planetary Science*, 33 :A183–A190.
- [97] Longhi, J. e. a. (1992). In mars. *Univ. of Arizona, Tucson*, pages 184–208.
- [98] Lyman, A., Kerr, R., and Griffiths, R. (2005). Effect of the internal rheology and surface cooling on the emplacement of lava flows. *Journal of Geophysical Research*, 110(doi :10.1029/2005JB003643).
- [99] Malin, M. (1979). Mars : evidence of indurated deposits of fine materials.
- [100] McEwen, A., Preblich, B., Turtle, E., Artemieva, N., Golombek, P., Hurst, M., Kirk, R., Burr, D., and Christensen, P. (2005). The rayed crater zunil and interpretations of small impact craters on mars. *Icarus*, 176 :351–381.

- [101] McGetchin, T. and Smyth, J. (1978). The mantle of mars : Some possible geological implications on its high density. *Icarus*, 34 :512–536.
- [102] McGill, G. (1989). Buried topography of utopia, mars : persistence of a giant impact depression. *Journal of Geophysical Research*, 94 :2753–2759.
- [103] McGovern, P., Solomon, S., Smith, D., Zuber, M., Simons, M., Wieczorek, M., Phillips, R., Neumann, G., Aharonson, O., and Head, W. (2002). Localized gravity//topography admittance and correlation spectra on mars : Implications for regional and global evolution. *Journal of Geophysical Research*, Doi=10.1029/2002JE001854.
- [104] McGovern, P., Solomon, S., Smith, D., Zuber, M., Simons, M., Wieczorek, M., Phillips, R., Neumann, G., Aharonson, O., and Head, W. (2004). Correction to "localized gravity//topography admittance and correlation spectra on mars : Implications for regional and global evolution". *Journal of Geophysical Research*, Doi=10.1029/2004JE002286.
- [105] McKenzie, D. and Nimmo, F. (1999). The generation of martian floods by the melting of ground ice above dykes. *Nature*, 397 :231–233.
- [106] Mellon, M. T., Jakosky, B., Kieffer, B. M., and Christensen, B. M. (2000). High-resolution thermal inertia mapping from the mars global surveyor thermal emission spectrometer. *Journal of Geophysical Research*, 148 :437–455.
- [107] Melosh, H. (1989). *Impact cratering. A geologic Process*. OXford monographs on geology and geophysics No. 11. Oxford University Press, New York, h.charnock j.f. dewey s. conway morris a. novrotsky e.r. oxburgh r.a. price b.j. skinner edition.
- [108] Mège, D. and Masson, P. (1996). Stress models for tharsis formation, mars. *Planetary and Space Science*, 44(12) :1471–1497.
- [109] Michel, N. (2007). *Hétérogénéité de la croûte Martienne et application à l'hydrologie*. Master thesis., University Toulouse.
- [110] Monnereau, M. and Dubuffet, F. (2002). Is io's mantle really molten? *Icarus*, 158 :450–459.
- [111] Moore, H., Arthur, W., and Schaber, G. (1978). Yield strengths of flows on earth, mars, and moon. *Lunar and Planetary Science Conference 9th*, pages 3351–3378.
- [112] Mouginis-Mark, P. (1993). The influence of oceans on martian volcanism.

- [113] Murray, J., J.P., M., Neukum, G., Werner, S., Van Gasselt, S., Hauber, E., Markiewicz, W., Head, J., Foing, B., Page, D., Mitchell, K., and Portyankina, G. (2005). Evidence from the mars express high resolution stereo camera for a frozen sea close to mars' equator. *Nature*, 434 :352–356.
- [114] Mustard, J., Erard, S., Bibring, J.-P., Head, J., Hurtrez, S., Langevin, Y., Pieters, C., and Sotin, C. (1993). The surface of syrtis major : Composition of the volcanic substratum and mixing with altered dust and soil. *Journal of Geophysical Research*, 98(E2) :3387–3400.
- [115] Mustard, J., Poulet, P., Gendrin, A., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Mangold, N., Bellucci, G., and Altieri, F. (2005). Olivine and pyroxene diversity in the crust of mars. *Science*, 307 :1594–1597.
- [116] Mysen, B. (1977). The solubility of h<sub>2</sub>o and co<sub>2</sub> under predicted magma genesis conditions and some petrological and geophysical implications. *Rev. Geophys.*, 15 :351–361.
- [117] Neukum, G. (1983). Meteoritenbombardement und datierung planetarer oberflächen. *Habilitation Dissertation for Faculty Membership*, University of Munich :186.
- [118] Neukum, G., Ivanov, B., and Hartmann, W. (2001). Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system. *Space Science Reviews*, 96 :55–86.
- [119] Neukum, G., Jaumann, R., Hoffmann, H., Hauber, E., Head, J., Basilevsky, A., Ivanov, B., Werner, S., van Gasselt, S., Murray, J., McCord, T., and Team, T. H. C.-I. (2004). Recent and episodic volcanic and glacial activity on mars revealed by the high resolution stereo camera. *Nature*, 432 :971–979.
- [120] Neumann, G., Zuber, M., Wiczorek, M., McGovern, J., Lemoine, F., and Smith, D. (2004). Crustal structure of mars from gravity and topography. *Journal of Geophysical Research*, 109(doi :10 :1029/2004JE002262).
- [121] Newsom, H. E., Crumpler, L., Reedy, R., Petersen, M., Newsom, G., Evans, L., Taylor, G., Keller, J., Janes, D., Boynton, W., Kerry, K., and Karunatillake, S. (2007). Geochemistry of martian soil and bedrock in mantled and less mantled terrains with gamma ray data from mars odyssey. *Journal of Geophysical Research*, 112, doi :10.1029/2006JE002680.
- [122] Nichols, R. (1939). Viscosity of lava. *Journal of Geology*, 47 :290–302.

- [123] Nimmo, F. and Stevenson, D. (2000). Influence of early plate tectonics on the thermal evolution and magnetic field of mars. *Journal of Geophysical Research*, 105 :11,969–11,979.
- [124] Oxburgh, E. (1981). Heat flow and differences in lithospheric thickness. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 301 :337–346.
- [125] Parker, T. (1991). A comparison of the martian medusae fossae formation with terrestrial carbonate platforms.
- [126] Pedersen, R. Jonsson, S., Arnadottir, T., Sigmundsson, F., and Feigl, K. (2003). Fault slip distribution of two june 2000 m (sub w) 6.5 earthquakes in south iceland estimated from joint inversion of insar and gps measurements. 213(3-4) :487.
- [127] Pelkey, S., Jakosky, B., and Mellon, M. (2001). Thermal inertia of crater-related wind streaks on mars. *Journal of Geophysical Research*, 106(E10) :23909–23920.
- [128] Petitjean, S. (2005). *Rôle de la conductivité thermique, des radioéléments et du solidus dans l'origine et la stabilité des cratons archéens*. Phd, Université de Toulouse.
- [129] Pinet, P. and Chevrel, S. (1990). Spectral identification of geological units on the surface of mars related to the presence of silicates from earth-based near-infrared telescopic charge-coupled device-imaging. *Journal of Geophysical Research*, 95 :14,435–14,446.
- [130] Pinet, P., Heuripeau, F., Clenet, H., Chevrel, S., Daydou, Y. Baratoux, D., Rosemberg, C., Bibring, J., Poulet, F., Gondet, B., Mustard, J., LeMouélic, S., Bellucci, G., and the OMEGA team (2007). Mafic mineralogy variations across syrtis major shield and surroundings as inferred from visible-near-infrared spectroscopy by omega/mars express. In *7th International Conference on Mars*, page 3146, Pasadena, CA, USA.
- [131] Pinet, P. and Rosemberg, C. (2001). Regional photometry and spectral albedo of the eastern hemisphere of mars in the 0.7 - 1 micron domain. In *XXXII Lunar and Planetary Science Conference*, page 1640, Houston, TX, USA.
- [132] Pinkerton, H. and Sparks, R. (1976). The 1975 sub-terminal lavas, mount etna : A case history in the formation of a compound lava field. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1 :167–182.
- [133] Plescia, J. (1990). Recent flood lavas in the elysium regions of mars. *Icarus*, 88 :465–490.
- [134] Plescia, J. (1993). An assessment of volatiles release from recent volcanism in elysium, mars. *Icarus*, 104 :20–32.

- [135] Plescia, J. (2001). Elysium region tectonics. In *XXXIIth Lunar and Planetary Science Conference*, page 1088, Houston.
- [136] Plescia, J. (2003a). Cerberus fossae, elysium, mars : a source for lava and water. *Icarus*, 164 :79–95.
- [137] Plescia, J. (2003b). Morphometric properties of martian volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, 109(doi :10.1029/2002JE002031).
- [138] Plescia, J. and Saunders, R. (1979). The chronology of the martian volcanoes. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th*, pages 2841–2859.
- [139] Poulet, F., Gomez, C., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Pinet, P., Belluci, G., Mustard, J., and the OMEGA team (2007). Martian surface mineralogy from omega/mex : Global mineral maps. *Journal of Geophysical Research*, under submission.
- [140] Presley, M. and Christensen, P. (1997). Thermal conductivity measurements of particulate materials. *Journal of Geophysical Research*, 102(E3) :6535–6549.
- [141] Presley, M. and Craddock, R. (2006). Thermal conductivity measurements of particulate materials : 3. natural samples and mixtures of particule sizes. *Journal of Geophysical Research*, 111(E09013) :doi :10.1029/2006JE002706.
- [142] Putzig, N., Mellon, M., Kretke, K., and Arvidson, R. (2005). Global thermal inertia and surface properties of mars from the mgs mapping mission. *Icarus*, 173 :325–341.
- [143] Quantin, C., Allemand, P., Mangold, N., and Delacourt, C. (2004). Ages of valles marineris (mars) landslides and implications for canyon history. *Icarus*, 172 :555–572.
- [144] Quantin, C., Mangold, N., Hartmann, W., and Allemand, P. (2007). Possible long-term decline in impact rates. *Icarus*, 186 :1–10.
- [145] Rabinowicz, M. and Briais, A. (2002). Temporal variations of the segmentation of slow to intermediate spreading mid-ocean ridges ; 2, a three-dimensional model in terms of lithosphere accretion and convection within the partially molten mantle beneath the ridge axis. 107(B6).
- [146] Ramsey, M. S. (2002). Ejecta distribution patterns at meteor crater, arizona : On the applicability of lithologic end-member deconvolution for spaceborne thermal infrared data of earth and mars. *Journal of Geophysical Research*, 107(E8, doi :10.1029/2001JE001827).

- [147] Robinson, J. and Eakins, B. (2006). Calculated volumes of individual shield volcanoes at the young end of the hawaiian ridge. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 151 :309–317.
- [148] Rogers, D., Bandfield, J., and Christensen, P. (2003). Global bedrock composition mapping on mars using themis and tes data. In *XXXIV Lunar and Planetary Science*, page 2082, Houston, TX, USA.
- [149] Rogers, D. and Christensen, P. (2003). Age relationship of basaltic and andesitic surface compositions on mars : Analysis of high-resolution tes observations of the northern hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, 108(doi :10.1029/2002JE001913).
- [150] Ruff, S. and Christensen, P. (2002). Bright and dark regions on mars : Particulate size and mineralogical characteristics based on thermal emission spectrometer data. *Journal of Geophysical Research*, 107(doi :10.1029/2001JE001580).
- [151] Sakimoto, S. and Gregg, T. (2001). Channeled flow : Analytic solutions, laboratory experiments, and applications to lava flows. *Journal of Geophysical Research*, 106 :8629–8644.
- [152] Sakimoto, S. and Gregg, T. (2004). Cerberus fossae and elysium planitia lavas, mars : source vents, flow rates, edifice styles and water interactions. *XXXV Lunar and Planetary Science Conference*, page 1851.
- [153] Sakimoto, S., Gregg, T., and Chadwick, J. (2003a). Re-assessing plains-style volcanism on mars. *Sixth International conference on Mars*, page 3197.
- [154] Sakimoto, S., Gregg, T., Hughes, S., and Chadwick, J. (2003b). Martian plains volcanism in syria planum and tempe mareotis as analogs to the eastern snake river plains idaho : similarities and possible petrologic contributions to topography. *XXXV Lunar and Planetary Science Conference*, page 1740.
- [155] Schneider, R. and Hamilton, V. (2006). Evidence of locally derived, ultramafic intracrater materials in amazonis planitia, mars. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- [156] Schultz, P. and Lutz, A. (1988). Polar wandering of mars. *Icarus*, 73 :91–141.
- [157] Schumacher, S. and Breuer, D. (2006). Correction to "influence of a variable thermal conductivity on the thermochemical evolution of mars". *Journal of Geophysical Research*, 111(doi :10.1029/2006JE002755).
- [158] Schumacher, S. and Breuer, D. (2007). An alternative mechanism for recent volcanism on mars. *Geophysical Research Letters*, 34(doi :10.1029/2007GL030083).

- [159] Scott, D. and Carr, M. (1978). The new geologic map of mars (1 :25 million scale). Technical report, U.S.G.S.
- [160] Scott, D. and Stevenson, D. (1989). A self-consistent model of melting, magma migration and buoyancy-driven circulation beneath mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, 94 :2973–2988.
- [161] Scott, D. and Tanaka, K. (1982). Ignimbrites of amazonis planitia region of mars. *Journal of Geophysical Research*, 87.
- [162] Scott, D. and Tanaka, K. (1986). U.s.g.s. i map 1802 a. In *XXII Lunar and Planetary Conference*, pages 865–866, Houston, TX, USA.
- [163] Seibert, N. and Kargel, J. (2001). Small-scale martian polygonal terrain : Implications for liquid surface water. *Geophysical Research Letters*, 28(5) :899–902.
- [164] Sigmundsson, F., Pedersen, R., Arnadottir, T., Einarsson, P., Sturkell, E., Geirsson, H., and Feigl, K. (2002). Inferring volcano dynamics and magma budget from crustal deformation studies at icelandic volcanoes. 83(47, Suppl.) :F1382.
- [165] Sleep, N. (1988). Tapping of melt by veins and dykes. *Journal of Geophysical Research*, 93 :10255–10272.
- [166] Sleep, N. and Philipps, R. (1985). Gravity and lithospheric stress on the terrestrial planets with reference to the tharsis region of mars. *Journal of Geophysical Research*, 90 :4469–4489.
- [167] Sleep, N. H. (1994). Martian plate tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 99(E3) :5639–5655.
- [168] Smith, D. E., Zuber, M. T., Salomon, S. C., Philipps, R. J., Head, J. W., Garvin, J. B., Banerdt, W. B., Muhleman, D. O., Pettengill, G. H., Neumann, G. A., Lemoine, F. G., Abshire, J. B., Aharonson, O., Brown, C. D., HAuk, S. A., Ivanov, A. B., McGovern, P. J., Zwally, H. J., and Duxbury, T. C. (1999). The global topography of mars and implications for surface evolution. *Science*, 284 :1495–1503.
- [169] Soderblom, L., Edwards, K., Eliason, E., Sanchez, E., and Charette, M. (1978). Global color variations on the martian surface. *Icarus*, 34 :446–464.
- [170] Spera, F. (2000). *Encyclopedia of volcanoes, Physical properties of Magma*. H. Sigurdsson, B. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer and J. Stix, San Diego, academic press edition.

- [171] Spudis, P. and Greeley, R. (1977). Volcanism in the cratered uplands of mars - a preliminary viking view. *EOS Trans. AGU*, 58 :1182.
- [172] Squyres, S., Clifford, S., Kuzmin, R., Zimbelman, J. R., and Costard, F. (1992). Ice in the martian regolith. In Press, U. o. A., editor, *Mars*, pages 523–554. Tucson.
- [173] Sullivan, R., Bandfield, D., Bell III, J., Calvin, W., Fike, D., Golombek, M., Greeley, R., Grotzinger, J., Herkenhoff, K., Jerolmack, D., Malin, M., Ming, D., Soderblom, L., Squyres, S., Thompson, S., Watters, W., Weitz, C., and Yen, A. (2005). Aeolian processes at the mars exploration rover meridiani planum landing site. *Nature*, 438(10.1038/nature03641).
- [174] Sunshine, J. and Pieters, C. (1993). Estimating modal abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the modified gaussian model. *Journal of Geophysical Research*, 98 :9075–9087.
- [175] Sunshine, J., Pieters, C., and Pratt, S. (1990). Deconvolution of mineral absorption bands : An improved approach. *Journal of Geophysical Research*, 98 :6955–6966.
- [176] Szvást, M., Richardson, M., and Vasavada, A. (2006). Surface dust redistribution on mars as observed by the mars global surveyor and viking orbiters. *Journal of Geophysical Research*, 111(E11008).
- [177] Tanaka, K. (1986). Stratigraphy of mars. *Journal of Geophysical Research*, 91 :E139–E158.
- [178] Tanaka, K., Scott, D., and M.G., C. (1992). Geologic map of elysium region of mars, map i 2147.
- [179] Tanaka, K. L. and Leonard, G. J. (1995). Geology and landscape evolution of the hellas region of mars. *Journal of Geophysical Research*, 100(E3) :5407–5432.
- [180] Tanaka, K., Skinner, J.A., and Trend, M.H. (2005). Geologic map of the northern plains of mars, map 2888.
- [181] Tarantola, A. and Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least square criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20 :219–232.
- [182] Thomas, P., Malin, M., Carr, M., Danielson, G., Davies, M., Hartmann, W., Ingersoll, A., James, P., McEwen, A., Soderblom, L., and Veverka, J. (1999). Bright dunes on mars. *Letters to Nature*, 397 :592–594.
- [183] Thorarinsson, S. (1953). The crater groups in iceland. *Bull. Volcanol.*, 14 :3–44.



- [184] Tirsch, D., Jaumann, R., Reiss, D., Helbert, J., Forget, F., Millour, E., Poulet, F., and Neukum, G. (2007). Dark dunes in martian craters. In *Lunar and Planetary Science Conference*, page 1569, Houston, TX, USA.
- [185] Toplis, M. and Dingwell, D. (1996). The variable influence of  $P_2O_5$  on the viscosity of melts of differing alkali/aluminium ratio : Implications for the structural role of phosphorus in silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21) :4107–4121.
- [186] Toplis, M. and Dingwell, D. (2004). Shear viscosities of  $CaO-Al_2O_3-SiO_2$  and  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  liquids : Implications for the structural role of aluminium and the degree of polymerisation of synthetic and natural aluminosilicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(24) :5169–5188.
- [187] Toplis, M., Dingwell, D., and Lenci, T. (1997). Peraluminous viscosity maxima in  $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$  liquids : The role of triclusters in tectosilicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(13) :2605–2612.
- [188] Turcotte, D. L. and Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge university press edition.
- [189] VanArk, E. and Lin, J. (2004). Time variation in igneous volume flux for the hawaii-empror hot spot seamount chain. *Journal of geophysical Research*, 109(B11401) :doi :10.1029/2003JB002949.
- [190] Vaucher, J., Baratoux, D., Mangold, N., Pinet, P., Kurita, K., and Grégoire, M. (2007). Mapping of the cerberus plains, ages and geological features. *Icarus*, under submission.
- [191] Vaucher, J., Baratoux, D., Pinet, P., Daydou, Y., Mangold, N., the OMEGA co Investigator team, and the HRSC co Investigator Team (2005). Lava rheology in recent volcanotectonic activity at cerberus, mars. In *European Geosciences Union*, page 200, Vienna, Austria.
- [192] Vaucher, J., Baratoux, D., Pinet, P., Forget, F., and the OMEGA team (2008). Low albedo surfaces on cerberus plains, a possible erosion of a volcanoclastic layer by grjota' vallis. *Journal of Geophysical Research*, in preparation.
- [193] Vaucher, J., Baratoux, D., Pinet, P., Mangold, N., Ceuleneer, G., Grégoire, M., Neukum, G., and the HRSC co Investigator Team (2006). Cerberus plains, mars : Chronology of volcanic event and evidence of recent tectonic activity. In *XXXVII Lunar and Planetary Science Conference*, page 1851, Houston, TX, USA.
- [194] Vogt, P. (1974). Volcano height and plate thickness. *Earth and Planetary Science Letter*, 23 :337–348.

- [195] Ward, A. (1979). Yardangs on mars : Evidence of recent wind erosion. *Journal of Geophysical Research*, 84 :8147–8166.
- [196] Watters, T. (1993). Compressional tectonics on mars. *Journal of Geophysical research*, 98 :17,049–17,060.
- [197] Weizman, A., Stevenson, D., Prialnik, D., and Podolack, M. (2001). Modeling the volcanism on mars. *Icarus*, 150 :195–205.
- [198] Werner, S. (2006). Mars : Secondary cratering - implications for age determination. In *XXXVII Lunar and Planetary Science Conference*, page 1595.
- [199] Werner, S., Ivanov, B., and Neukum, G. (2007). Secondary cratering on mars : An applied perspective. *Journal of Geophysical Research*, In Preparation.
- [200] Werner, S., van Gasselt, S., and Neukum, G. (2003). Continual geological activity in athabasca valles, mars. *Journal of Geophysical Research*, 108(doi :10.1029/2002JE002020).
- [201] Whittington, A., Richet, P., and Holtz, F. (2000). Water and the viscosity of depolymerized aluminosilicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 64(21) :3725–3736.
- [202] Whittington, A., Richet, P., Linard, Y., and Holtz, F. (2001). The viscosity of hydrous phonolites and trachytes. *Chemical Geology*, 174 :209–223.
- [203] Whittington, A., Richet, P., Linard, Y., and Holtz, F. (2004). Erratum to 'the viscosity of hydrous phonolites and trachytes' [chem. geol. 174 (2001) 209-224]. *Chemical Geology*, 211 :391.
- [204] Wilhelms, D. (1974). Comparision of martian and lunar geologic provinces. *Journal of Geophysical Research*, 79 :3933–3941.
- [205] Wilhelms, D. and Squyres, S. (1984). The martian hemispherical dichotomy may be due to a giant impact. *Nature*, 309 :138–140.
- [206] Wilson, L. and Head III, J. (1983). A comparison of volcanic eruption proceses on earth, mars, io and venus. *Nature*, 302 :663–668.
- [207] Wilson, L. and Head III, J. (1994). Mars : review and analysis of volcanic eruption theory and relationships to observed landforms. *Reviews of geophysics*, 32(3) :221 – 263.
- [208] Wilson, L. and Head III, J. (2002). Tharsis-radial graben systems as the surface manifestation of plume-related dike intrusion complexes : Models and implications. *Journal of Geophysical Research*, 107(E8) :10.1029/2001JE001593.

- [209] Wilson, L., Head III, J., and Mouginis-Mark, P. (1982). Theoretical analysis of martian volcanic eruption mechanisms. volume ESA SP-185, pages 107–113.
- [210] Wilson, L. and Mouginis-Mark, P. (2003). Phreatomagmatic explosive origin of had vallis, mars. *Journal of Geophysical Research*, 108(10.1029/2002JE001927).
- [211] Wilson, L. and Parfitt, E. (1989). The influence of gravity on planetary volcanic eruption rates : A reappraisal. *Lunar and Planetary Science*, 20 :1213–1214.
- [212] Wilson, L. and Parfitt, E. (1990). Widths of dikes on earth and mars. volume 21, pages 1345–1346.
- [213] Wilson, L., Sparks, R., and Walker, G. (1980). Explosive volcanic eruptions, iv, the control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 63 :117–148.
- [214] Withers, P. and Neumann, G. (2001). Enigmatic northern plains of mars. *Nature*, 410 :651.
- [215] Wood, C. and Ashwal, L. (1981). Snc meteorites :igneous rocks from mars ? *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 12th*, pages 1359–1375.
- [216] Zaranek, S. and Manga, M. (2007). Mantle plumes and long-lived volcanism on mars as a result of mantle compositional layering. *Seventh International Conference on Mars*, 1353 :3145.
- [217] Zhang, J. and Herzberg, C. (1994). Melting experiments on anhydrous peridotite klb-1 from 5.0 to 22.5 gpa. *J. Geophys. Res.*, 99 :17729–17742.
- [218] Zimbelman, J. (1985a). Estimates of rheologic properties for flows on the martian volcano asraeus mons. *proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 16th*, Part 1 :D157–D162.
- [219] Zimbelman, J. (1985b). Estimates of rheologic properties for siw martian lava flows. *proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 16th*, 16 :932–933.
- [220] Zuber, M. T., Solomon, S. C., Philipps, R. J., Smith, D. E., Banerdt, G. L., Head, J. W., Balmino, G., Banerdt, W. B., Head, J. W., Johnson, C. L., Lemoine, F. G., McGovern, P. J., Neumann, G. A., Rowlands, D. R., and Zhong, S. (2000). Internal structure and early thermal evolution of mars from mars global surveyor topography and gravity. *Science*, 287 :1788–1793.

## Site internet sur MARS

JPL MARS PATHFINDER HOME PAGE

<http://mars.jpl.nasa.gov/MPF/index.html>

MARS GLOBAL SURVEYOR HOME PAGE

<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/marsurv.html>

JET PROPULSION LABORATORY HOME PAGE

<http://www.jpl.nasa.gov/>

JPL MARS MISSION HOME PAGE

<http://mars.jpl.nasa.gov/>

NASA HOME PAGE

<http://www.nasa.gov>

NASA CENTER FOR MARS EXPLORATION

<http://cmex-www.arc.nasa.gov/>

NATIONAL SPACE SCIENCE DATA CENTER PLANETARY HOME PAGE

[http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/planetary\\_home.html](http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/planetary_home.html)

JOHNSON SPACE CENTER MARS METEORITE HOME PAGE

[http://cass.jsc.nasa.gov/lpi/meteorites/mars\\_meteorites.html](http://cass.jsc.nasa.gov/lpi/meteorites/mars_meteorites.html)

MALIN SPACE SCIENCE SYSTEM HOME PAGE

<http://www.msss.com/>

THE WHOLE MARS CATALOG

<http://www.spaceref.com/mars/index.html>

En langue française on retiendra:

ASSOCIATION DE LA PLANETE MARS

<http://www.astrosurf.com/planete-mars/>

DE LA PLANETE ROUGE A L'ORIGINE DE LA VIE

<http://www.nirgal.net/main.html>

## Résumé

Les plaines de laves de Cerberus sur Mars présentent des morphologies volcaniques, fluviatiles et tectoniques. Une étude détaillée de cette région a permis de compiler diverses observations dans une carte géologique dont les morphologies fluviatiles et volcaniques. Les plaines de laves sont datées au plus de 250 millions d'années, et présentent des relations stratigraphiques complexes entre les volcans boucliers et les grosses coulées de lave. Les volumes de laves ont été contraints, à l'aide d'une modélisation originale de bassin, à un maximum de  $17.10^4 \text{ km}^3$ . La cartographie des plaines de laves a permis de développer deux axes de recherche : (1) L'étude des dépôts volcaniques éoliens. L'étude de la tâche de faible albédo de Cerberus, suggère qu'il s'agit d'une strate de cendres ou de téphras mise à jour par la formation de Grjota' Vallis, distribuée par les vents vers le sud ouest de la zone. Cette tâche est finalement un témoin possible de l'activité explosive de Cerberus. (2) l'étude des dépôts effusifs. L'étude de la rhéologie des coulées de laves met en évidence deux types de viscosités indépendantes des taux d'émission, dont une se situe dans les valeurs de viscosité trouvées sur d'autres édifices martiens ( $10^5 \text{ Pa.s}$ ), et une autre qui présente les plus faibles valeurs de viscosité sur Mars ( $<10^3 \text{ Pa.s}$ ). L'absence d'édifice majeur fait des plaines de Cerberus une province volcanique unique sur Mars, dont l'évolution future reste incertaine.

## Summary

The Cerberus lava plains on Mars, present various volcanic, fluvial and tectonic morphologies. The observations of this region have been compiled in a geological map to detail the outflow and volcanic events. The Cerberus plains are dated between 250 millions years and now, and present complex stratigraphic contacts between the low volcano shields and the large lava flows. The lava volume has been estimated around  $17.10^4 \text{ km}^3$  from an original basin modelling. Two research axes have been developed from the mapping of the Cerberus plains: (1) The study of the volcanic aeolian deposits. The study of the low albedo area on Cerberus suggests it is a subsurface strata of volcanic sediments, like ashes or tephra, which has been exhumed by the formation of Grjota' Vallis, and distributed by the winds over the area. This low albedo area is a possible evidence of explosive activity in the cerberus plains. (2) The study of the effusive lava flows. The rheological properties of the Cerberus lava flows evidence two types of viscosity which are independent of the flow rates. The first viscosity values corresponds to the average viscosity values of other martian lava flows ( $10^5 \text{ Pa.s}$ ), and the second viscosity values are the lowest found on Mars up to date ( $<10^3 \text{ Pa.s}$ ).